

3
412412
氣象學
①

國立北京大學農學院

1940

MG
PA
7



國立北京大學農學院氣象學講義目錄 1

氣象學目錄 第頁

緒論 1-17

- (一) 氣象學概觀 (二) 大氣之廣袤 (三) 大氣之成分
- (四) 大氣中之微塵 (五) 氣象之要素 (六) 有規則及無規則之變化 (七) 週日週月及週年平均 (八) 週期之變象及時平均 (九) 圖示內插法 Interpolation

第一篇 論溫度

第一章 太陽熱 18-32

- (十) 太陽輻射週日及週年之變象 (十一) 大氣吸收太陽熱
- (十二) 太陽光熱量及太陽常數 (十三) 太陽輻射計或太陽熱力計 (十四) 夜間輻射

第二章 氣溫 Air Temperature 32-77

- (十五) 氣溫 (十六) 溫度表 (十七) 溫度表之設置 (十八) 氣溫週日變象 (十九) 變更氣溫週日變象之原因 (二十) 氣溫之週年變象及緯度之影響 (廿一) 變更週年氣溫變
- (廿二) 自由大氣依高度之變象及氣溫之逆增 (廿三) 地面氣溫依高度之變化 (廿四) 地球氣溫之分配，等
- 年等溫線 (廿五) 一月與七月氣溫之分配 (廿六)

旺



2 國立北京大學農學院氣象學講義目錄。

溫度等距平線 (廿七) 極端溫度 (廿八) 溫度與植物之關係

第三章 地溫與水溫 77—106

(廿九) 地溫週日與週年之變象 (三十) 不變溫度層 (三十一) 泉水 江水 湖水之溫度 (三十二) 海水溫度週日與週年之變象 (三十三) 海冰 (三十四) 海底溫度及海水溫度垂直之分配

第二篇 論氣壓與大氣運行

第四章 氣壓 106—138

(三十五) 大氣壓力之測定 (三十六) 溫度對於氣壓表之影響及零度之訂正 (三十七) 氣壓週日之變象 (三十八) 氣壓週年之變象 (三十九) 氣壓依高度之變差 氣壓表測高度 氣壓之海平高度訂正 (四十) 大氣含分依高度之變差 (四十一) 地面氣壓之分配與週年等壓線圖 (Isobare) (四十二) 一月七月等壓線 (四十三) 標準大氣

第五章 風 138—200

(四十四) 風向之測定 (四十五) 風速或風力之測定 (四十六) 風向之表示法 (四十七) 風向週日之變象 (四十八) 風速週日之變象 (四十九) 風速之週年變象 (五十) 生風之原因 (五十一) 地球旋轉之影響 風與梯度之偏向 (五

- 十二) 旋渦通動 (五十三) 大氣運行之學說 (五十四) 恆風與反恆風 (五十五) 季風 Monsson (五十六) 海陸之輕風 (五十七) 山與谷之輕風

第六章 空氣之密度 200—206

(五十八) 空氣密度之計算

(五十九) 空氣密度按高度之遞減 (六十) 空氣密度在地球一面之分配

第三篇 論大氣中之水氣

第七章 蒸發 大氣濕度 206—233

- (六十一) 蒸發 (六十二) 蒸發量週日與週年之變象 (六十三) 大氣濕度及其計定法 (六十四) 水氣張力之計定 凝露溫度表 乾濕球溫度表 (六十五) 吸氣溫度表 髮裂溫度表 (六十六) 水氣張力與相對濕度週日之變象 (六十七) 水氣張力與相對濕度週年之變象 (六十八) 濕度依高度之變化 (六十九) 地球面濕度之分配

第八章 雲 雲量 234—286

- (七十) 水氣之凝結 飛塵之作用 (七十一) 直接冷却之凝結 (七十二) 膨脹冷却之凝結 (七十三) 混合冷却之凝結 (七十四) 雲霧之構造 (七十五) 雲之分類或雲形 (七

4 國立北京大學農學院氣象學講義目錄

十六) 雲之高度 (七十七) 雲之方向及速度 (七十九) 雲量及計定法 (八十) 雲量週日與週年之變象 (八十一) 地球面雲量之分配 (八十二) 霧 (八十三) 日照時數

第九章 雨，雪，雹， 286—321

(八十四) 雨之成因及其計定法 (八十五) 降雨之週日變像
(八十六) 雨之分類 (八十七) 雨水之含分與溫度 (八十九) 地球面雨量之分配 (九十) 雨量週年變象及雨量率
(九十一) 驟雨雨量 (九十二) 雨之頻率降雨日數 (九十三) 雪 雪之量法 雪之性質 (九十四) 雪之分配及積雪
(九十五) 論霜 霰 (九十六) 露與霜 (九十七) 霧淞與雨淞

第十章 大氣中光之現象 321—336

(九十八) 天色 (九十九) 虹 (一〇〇) 光環 (一〇一) 暈

第四篇 高空大氣

第十一章 高空測候 336—362

(一〇二) 高空測候之應用 (一〇三) 探空之重要方法 (一〇四) 大氣之氣壓 (一〇五) 大氣之溫度 (一〇六) 大氣之濕度 (一〇七) 大氣密度 (一〇八) 自由大氣之風
(一〇九) 高空風之測定法 (一一〇) 風平均速率按高度之

國立北京大學農學院氣象學講義目錄 5

變差 (一一一) 風向按高度之變化 (一一二) 高空風之變化類別 (一一三) 風速週日之變象

下編

第五篇 論大氣之移動

第十二章 低氣壓與颶 363—430

(一一四) 低氣壓 (一一五) 低氣壓中之風系 低氣壓之性質及溫度之影響 (一一六) 低氣壓對於天氣之影響及特別風 (一一七) 熱帶 旋風及颶風 (一一八) 低氣壓與颶風之次數及其路程 (一一九) 低氣壓與颶風之造成 (一二〇) 低氣壓移動及維持之原因 (一二一) 副現象 (一二二) 高氣壓反氣旋

第十三章 雷雨 431—464

(一二三) 雷雨概況 (一二四) 空中電氣 (一二五) 雷閃電帶聲 (一二六) St. Elme 火 (一二七) 雷雨之分類及頻率 (一二八) 熱雷雨 (一二九) 低氣壓雷雨 (一三〇) 雹之造成

第十四章 龍卷 464—472

(一三一) 海龍卷 (一三二) 陸龍卷 (一三三) 龍卷之成因及其性質熱捲風

第六篇 天氣預報

第十五章 理想之天氣預報 (473—529)

- (一三四) 天氣預報之沿革 (一三五) 天氣預報機關之設備
(一三六) 天氣圖之繪製 (一三七) 天氣預報之學理 (一三八) 東亞之天氣型式 (一三九) 合規風預報法 (一四〇) 極面學說與天氣預報法 (一四一) 雲系學說與天氣預報 (一四二) 氣壓變化心核與天氣預報 (一四三) 等變溫線與天氣預報 (一四四) 高空之風與天氣預報 (一四五) 局部之天氣預報 (一四七) 天氣預報之困難 (一四八) 天氣預報之統計法

第十六章 天氣之週期 長期天氣預報 529 544

- (一四九) 天氣週期之研究 (一五〇) 太陽之週期 (一五一) 太陰之週期 (一五二) 其他星宿之週期 (一五三) Brucker 之三十五年週期 (一五四) 氣壓波之二十四日與三十六日週期 (一五五) 相關係數

第十七章 氣候學 544—562

- (一五六) 天氣與氣候之分別 (一五七) 氣候紀錄與圖表 (一五八) 氣候因子 (一五九) 地球上氣候之分區 (一六一) 中國之氣候

氣象學

方中之物理現象也

之氣度濕度雨風之表

有之運行之重力磁力

之氣，夫錢現象也

有兩部，一為氣候學

一為運動學也

國立北京大學農學院氣象學講義

氣象學

緒論

(一) 氣象學概觀 地球物理學，以研究地球上，及大氣中所發生之物理現象，如溫度，氣壓，濕度，雨，風等之變化，水與空氣之運行，重力，磁力，空中電氣，光線現象等是也。氣象學，為地球物理之一部，即研究在大氣中，所發生種種現象之學也。

氣象學，大概可分為兩大部，一為氣候學，即在某一地點，研究其氣象各現象，及此各現象之相互的關係，地理地形之影響，及此各現象，對動植物之生長，人類之衛生等，所能有之關係。一為動氣象學或大氣運動學，即研究大氣之如何運動，暴風造成及其發展之狀況。此兩者，在表面上觀之，似覺一為經常的，一為變化的，似可分別研究，實則彼此互相聯係，互有關係，似不能為之特別分界限也。

(二) 大氣之廣袤 地球之外，聚以大氣，就大氣言，其中種種，多尚為吾人所未知未見，欲窺其奧，則有賴乎物理化學之知識矣。大氣是否有重量，自亞里士多德 Aristotle 試驗之後，一般學者，均從事研究，得 Toricelli 及 Pascal 之試驗：而後空氣有重之說，始克成立，空氣既然有重，則自海平面以上，高空

國立北京大學農學院氣象學講義

空氣壓力，是否均同，自屬一疑問。據高山觀測，則自下至上，空氣壓力，以漸低減。按其遞減率言之，則包括地球之空氣，必有止境，既有止境，當然有一定之廣袤。在未談廣袤以前，吾人試說其形，空氣包括地球，依氣壓低減之理言，則此氣體分佈地外，與地球作同心層，是則大氣之形，常與地球相似，即橢圓形也。至此形是否固定，抑為整對的，或局部的變化，自屬疑問。但無法作精確之解釋，所可知者，則組成此大氣之氣體質量，常受吸力之支配，是以亦受其他星球，如日，月之吸力，此吸力能發生海水潮汐，則在大氣中，似亦可發生空氣潮汐。

Poisson 謂，萬有引力，對於有質質量，均有作用。既能用于包裹大地之氣體，而變其形，則必令此大氣有一定之界限，而不能逾越。而其度亦可計算而得。其理由，凡有質質量，附地球運動，必受地球旋轉運動之離心力，物體質量，距地軸愈遠，此力愈大，而一方面吸力，則依所吸質點，與地球中心距離平方而變化。則當空氣升高時，漸離地軸，必有一點，離心力因距離而增，與吸力因此同距離而減者，適相均衡，則空氣質量，至此為止，此即地球外大氣之界也。依 Poisson 計算，此界限高度為地球半徑五倍半，以現在氣體運動說觀之

國立北京大學農學院氣象學講義

，則此界限是否如此，亦一問題。就實際言，則此界限，未免過於擴大，且至此極大界限，氣體稀薄，至于極限，則其分子是否仍依定律，附地球而旋轉，不無疑問，似亦不足表示一境界，不足視為大氣。

茲就實用上，試述一二測定大氣高度之方法：

- (甲) 霞光測定法，依天文家，測定太陽下地平至十八度，其光完全消滅。其在地平下之反照，由大氣中氣體來。依此即可以計算大氣高度，其求得之數為八十里。(第一圖)
- (乙) 流星觀測 流星原為礫質物體，因入大氣界內，受其他氣體之摩擦，而生光。據天文家觀測，此生光之界，為二百公里。似乎大氣高度，有二百公里，不過實際上，二百公里氣體之稀薄已甚，不足視為大氣界，故就實在言之，可視大氣界之高，為八十里。此近代氣象家，所稱為實效大氣也。

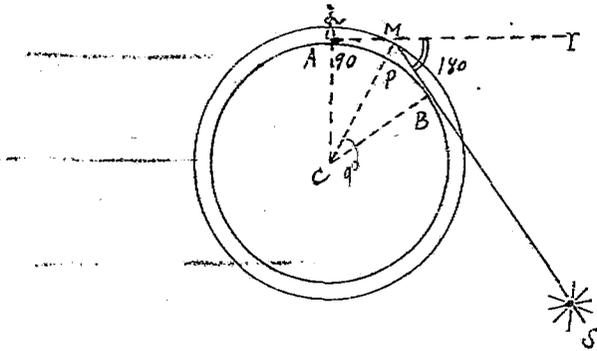
此大氣依 Teisserenc de Bórt 及 Hildebrandson 之研究，可分為三層，一由地面至四千公尺高，此為所有大氣現象發生之所，自四千公尺至一萬一千公尺，無水平運動之氣流，而僅有數種之震、溫度

國立北京大學農學院氣象學講義

以漸低減，此爲不同溫氣層，或對流層。Troposph-
ère 過此則爲同溫氣層 Stratosphère 或平流層。

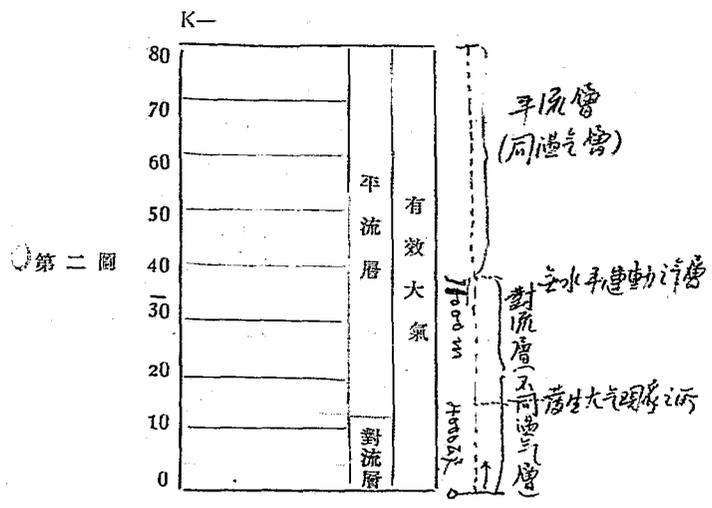
(第二圖)

第一圖



11000

中國
農業
氣象學
講義



(三) 大氣之含分 古代學者，均視空氣為一原素，自 Lavoisier 發明始知空氣含有兩重要氣體，即氧與氮，故云，空氣為混合體，而非單純體。自 Lavoisier 發明後 Cavendish 首先分析空氣。見有二十一分之氧，七十九分之氮。其後 Dumas Regault Bousingault Reiset 更有精確之分析，在化學歷史中，Lavoisier 與 Beithelot 創混合體，與化合物之別，分析空氣之工作愈多，遂斷定空氣為各氣之混合，有 71.19 之氮，與 20.81 之氧，及碳酸，與遜，亞莫尼亞，炭化氫，及其他氣體。

測空氣之含分，
只就地面氣層，
中至極高則不
同。

一八八二年有 Rayleigh 及 W.Ramesay 之發明，Rayleigh Ramsay 研究氮與氬之精確密率，而發現空氣中之氮，與普通氮之密率不同，因推想其中必有其他氣體，用分光法，及電化法，而得有 Argon。以後美國學者，繼續研究，發現其他光譜，為地球或大氣所含，非氮亦非 Argon，由此而發現其他新氣體，如 Helium, Xenon, Neon, Krypton 等，大氣中各氣體之含分，如何，列表如下：

氣名	氮	氬	Ar	Co ²
體積%	78.04	20.99	0.94	0.03
重量%	75.46	23.19		0.05
原子量	14.04	16.00	39.90	

以上所述之氣體，可謂為大氣所含之各原素，因以在現在化學中，尚未能分析之也。至各種稀少氣體，在大氣中，則每透十公尺之立方，祇含有一公升之 Neon 一公升之 Krypton，一公升之 Helium，二十公升之 Xenon，大氣中尚有輕氣，其量至少，總較 Neon 多十倍。

以上所說大氣之含分，只就近在地面氣層中，空氣含分言之，至極高氣層，則完全不同矣。

至所說之氣體，是否只此數，或尚能用化學方法，另造新紀

錄，自在可能之列。因近有人預想有 Geocoronium 之發現，至其實在如何，則尚須待証實也。

大氣所含之氣體，不僅上述之各元素，尚有其他化合氣體。按其重量言之，當首推水氣與碳酸，在大氣下層，其分量至為不同，水氣可得千分之一至三千分之一，碳酸可達千分之三。此兩者之外，尚有 O^3 （臭氣）亞美尼亞氣，硫酸化氣，硫酸化氣，在曠之近處多有之。

臭氣在大氣中，最為特別，因其由 O^3 自合 O 而成，下層大氣，所含其微，Otto 氏發明利用 O^3 為自來水消毒劑，其分量為每立方公尺之空氣含八立方公厘。反之，上層大氣，所含較多，因太陽之紫外光線，可以銷毀各生物，氧與氮均不能阻止之。而 O^3 有此能力，但下層大氣所含之量，不足應此工作，故可推知上層大氣，必含有較大之量也。且高空，臭氣之含分，與地面氣壓之分配，有相當之關係，故大有研究之價值也。

- (四) 大氣中之微塵 大氣中所含之細粒，即為微塵，此項微粒，可分有機無機兩種，有機者，為微生物及植物種子，無機者，由地球面礦質之分化，此外尚有火山噴發時，所噴之渣滓，可以飛揚在空中，達數千公尺高，此灰因重而下墜，但因空氣托力

能久懸于空氣中。無機質之微塵，能飛揚于大氣之中，因風之故，有時可達至遠之距離，非洲之火山灰，可以飛至歐洲。陸

有機之微塵，不易由風揚起。因有機微生物，均為羣生，據微生物學者云。所有微菌，均附着于潮濕之物質，故有機物不易為風所揚起。除以風之力量，將此濕質分碎，方能隨之飛揚。地

點不同，微塵之數亦異，

如分計海洋及各高度不同

地點，每立方公分，所含

微塵數，列表如下。

		高 度 m	每立方公分含微塵數
		6.700	950
		8.200	480
		8.400	513
地 點	每立方公分含微塵數	10.665	406
大西洋	2.053	11.000	251
太平洋	613	12.200	219
印度洋	512	13.000	157

至都市中，則每一立方公尺，含有100,000微塵，亦非異事，曾見香烟呼氣，有4000,000,000微塵粒，至大氣中，所含有機微塵之數，則高度不同亦異，茲姑舉列如下：每立方公分中在地面有3500微生物羣，500公尺有1,900微生物，九百五十公尺只有800，至1200公尺，只有100，至1500公尺高則不見有

(五) 氣象之要素 凡任一時間，及地點，其大氣中之條件，可下列六

事定之，即所謂氣象要素也。此六事爲：氣溫，氣壓，風，濕度

度，雲，降水量。細塵，及空中電氣，有時亦包括在內。

以上所述之各項，如確定其數，即某地某時之氣象要素也。例

如，氣溫 10°C ，氣壓 760mm，濕度80% 雲卷雲，(Ci)，降

水量 11.5mm，風NE，風力 5m/s 。

(六) 有規則及無規則之變化，氣象中各要素，均受不斷的變化，有

有規則的，或週期的，大抵在有規定之時間，現同方向之變化

。如氣溫自日出上升，直至下午，始行下降。有無規則的，或無

週期的，即在無規定之週期，現方向不同之變化。此亦可謂之

尚未發現之有週期變化。此種變化，可以擾亂或掩蔽有週期之

變化。

因有此種種變化，各氣象要素之變象，往往至爲複雜，不能直

接用爲研究之資。故有平均數之法則，以馭繁于簡。因此平均

法之應用多，而往往發生錯誤，故詳論如下：

(七) 週日週月及週年平均：平均數法則。第一作用，即以定某種要

素蟬聯數之平均數。無論其變象如何，均可以此平均數，代表

其經常數。惟此種平均數，皆爲有蟬聯變化者所適用；因此現

象，自此點至彼點，不從才氣過其間名級也。如溫度氣壓等是

氣溫自日出
直至下午始
行下降
爲有規則

平均數法則

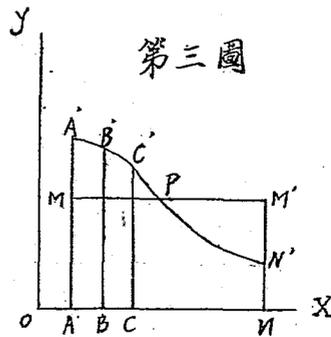
也。

如 $a^1 a^2 a^3 \dots a^n$ 為氣象學某要素 $t^1 t^2 \dots t^n$ 等時之值
 于OX線上，作 $OA, OB, OC \dots On$ ，代 $t^1 t^2 \dots t^n$
 又于 A, B, C, \dots 諸點上，作 $AA' BB' CC' \dots$
 NN' 諸線，代 $a^1 a^2 a^3 \dots a^n$ 諸值，如此為溫度之各時
 觀測值，聯 $A', B', C', \dots N'$ 諸點，所成之此線，即溫度
 之變象，即溫度各時不同值之表示也。試引 MM' 線平行于OX

，使 $MM'AN$ 長
 方面積，等于 A
 $A' N N'$ 梯形面
 積，其長方形之
 高度 AM 即 AA' ，
 BB' ， CC' ， \dots
 NN' 之平均數也

。即自 A 至 N 時
 間，此要素（溫
 度）所發生之每
 時常定之溫度也

。蓋自 A 至 N 時間常變，溫度之積數，當等于自 A 至 N 時間所



第三圖

發生之常定溫度，或平均數之積數也。若以平均數之界說言，則MM線上之MPA'面積，當等于MM'線下之M'PN'面積。試將MM'線向上或下移之，即可立見此說之確。蓋每一線，只有一平均數也。

此法之利用。至為明顯。如今日之溫度，比前日較高或較低。可以其平均數表示之。平均數實用法，略述一二：

如所計之要素，與時間相聯，成算學之一公式，則可以徑直計其平均，但在氣象學中，此式甚少。

又法以厚薄均勻的厚紙，裁成AA', NN' 曲線梯形，又裁長一方形，其底等于梯形 AN，其高等于一單位，則兩紙形重量之比例數，即平均數也。

又法用面積計 Planimetre 可以直接計算曲線梯形之面積，而以AN之長度分之，即得平均數。

又一常用法。分A'N'為n分相等，于a'a'a'.....a" 諸點，作縱線，成多數小曲線梯形。以AB, BC, CD,等弦代AN弧線，令其成諸小直線梯形面積，其平均數計算公式如下：

$$M = \frac{1}{n} \left(\frac{a_1}{2} + a_1 + a_2 + a_2 + a_3 + \dots + \frac{a_n}{2} \right)$$

如計算溫度，昨夜二十四時溫度，及今晚二十四溫度各半之，加其二十三時溫度，以二十四分之，自得。此m數。即今日平

均數。此法所得之平均數，與面積計所得者，相差甚微。且有時不必每小時，只每三時一測，其平均數亦相近。若時間分配得宜，即每日三四次觀測，其平均數，亦可用也。

週日平均。既得之後，可以計算月平均，即以週日平均相加，以月之日數分之即得。且每一週日平均，為一長方形高度，而其底即每日之時間數，全月之每日，均為常定的，欲得一長方形等諸長方形之和之高度，只求其諸長方形高度之數學平均可矣。

依此，亦可計算年平均，即求365日平均積數之平均數，為簡便計，亦可以月平均之積，以十二分之如：

$$M = \frac{1}{12} (A_1 + A_2 + A_3 + \dots + A_{12})$$

$$m' = \frac{1}{365} (31A_1 + 28A_2 + 31A_3 + \dots + 31A_{12})$$

$$m'' = \frac{1}{366} (31A_1 + 29A_2 + 31A_3 + \dots + 31A_{12})$$

不過此種計算，並無至大之分別，如青島民國二十二年之溫度平均，用M公式算與M'公式算，所差只百分之五，在實用上，則以十二分每月平均之積，即可矣。

此種有繼續變化現象，週日平均，月平均，年平均，均有適確之意義，因其聯續經過此數若干次也。且每要素，各依此平均

數而波動。

(八) 週期之變象及時平均 在氣象中平均之變象，不盡均加上述，如

週期之變象，即其顯然者。舉一日之中溫度之變象為例：

若按日觀測溫度變化，有時最高之值，因受其他影響，如天陰或雨天，在午前十時十一時，有時在午後二時三時，且在冬季

，往往終日低降，或終日增高，不能表現其最高最低之時間，

則似乎其變化，太無規則。若將其一月之中，每日之一時，二

時。三時……所測之溫度度數，各加之，以所測之日數分之

，則所得每時之平均數，可以見其大有規則。自日出起增至下

午一二時止，然後漸低，至明日日出止，則每日溫度變象，可

以明瞭矣。

青島每日溫度時平均表

青島週年各月時平均表

時	月 份												年
	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	
1	-1.6	-1.7	2.8	8.7	13.6	18.4	22.3	23.9	20.5	14.2	8.3	0.2	
2	-1.9	-1.4	2.7	8.6	13.6	18.9	22.2	23.9	20.2	14.0	8.0	0.1	
3	-2.1	-1.6	2.5	8.9	13.5	18.3	22.2	23.7	19.9	13.8	8.0	-0.1	
4	-2.2	-1.8	2.4	8.3	13.4	18.0	22.1	23.4	19.6	13.5	7.7	-0.3	
5	-2.3	-1.8	2.3	8.1	13.2	18.1	22.0	23.3	19.3	13.4	7.5	-0.4	
6	-2.4	-2.0	2.1	8.2	13.7	18.4	22.4	23.9	19.4	13.2	7.4	0.6	
7	-2.5	-2.0	2.4	8.8	14.3	19.1	22.8	23.9	20.0	13.6	7.9	-0.8	
8	-2.2	-1.5	3.3	10.0	15.2	19.9	23.5	24.7	21.2	14.6	8.2	-0.4	
9	-1.4	-0.6	4.3	10.9	16.2	20.9	24.1	25.6	23.3	15.3	9.1	0.5	
10	-0.6	0.3	5.7	11.6	17.0	21.6	24.6	26.2	23.2	16.6	10.0	1.2	
11	0.2	1.0	6.2	12.4	17.7	22.1	25.0	22.8	23.9	17.3	10.7	1.9	
12	0.9	1.7	6.7	12.9	18.1	22.3	25.3	27.1	24.6	17.8	11.3	2.6	
13	1.4	2.1	6.0	13.1	18.2	22.5	25.5	27.3	24.8	18.2	11.8	2.0	
14	1.6	2.3	7.0	12.9	18.0	22.2	25.3	27.3	24.8	18.2	11.9	3.0	
15	1.5	2.2	6.7	12.6	17.8	22.0	25.0	27.1	24.5	17.8	11.5	2.9	
16	0.9	1.9	6.2	12.1	17.2	21.2	24.6	26.6	23.9	17.2	10.9	2.3	
17	0.1	1.0	5.4	11.4	16.6	20.8	24.2	26.3	23.2	16.3	10.2	1.7	
18	-0.2	0.3	4.6	10.5	15.8	20.2	23.6	25.4	22.2	15.8	9.8	1.4	
19	-0.6	0.0	4.1	9.9	15.1	19.5	23.2	24.0	21.8	15.3	9.4	1.2	
20	-0.9	0.3	3.8	9.7	14.8	19.2	22.9	24.6	21.4	15.2	9.1	0.9	
21	-1.1	0.4	3.6	9.4	14.4	19.1	22.9	24.2	21.1	14.8	8.9	0.8	
22	-1.3	-0.6	3.3	9.2	14.3	19.0	22.8	23.3	21.0	14.5	8.6	0.5	
23	-1.5	-0.7	3.1	9.1	14.1	18.9	22.6	24.1	20.7	14.3	8.4	0.5	
24	-1.7	-0.9	5.0	9.0	13.9	18.7	22.6	24.0	20.6	14.2	8.2	0.4	
日本均	-0.8	-0.2	4.2	10.2	15.4	20.0	23.5	25.1	21.9	15.4	9.3	0.9	

此種平均法，可用以求某地氣候之正常值，Normal 青島，若就每年一月之平均溫度言，則有高至零上一度者，有低至零下四度六者，但若以二十四年之平均言，則得零下一度三，

可以此爲一月之正常溫度。若有一年一月溫度，在此度上或下，可謂其較正常平均爲小或大。但此爲一標準，不必準有此數，須注意之。

凡此平均數，其中必有若干之紊亂，Perturbation 欲求消去而得均和，Harmonie似應利用數學中之偶然數法，Colcul de Probalbilite或排列式 Serie 如 Fourie 及 Bassel 之排列式。

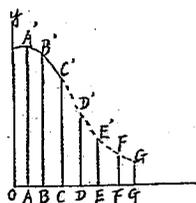
以上所述，兩種平均數，其用各有不同，第一種之日平均，月平均，年平均，有幾何的意義，可得一數，使某種要素，常在此數上下變化。可于聯續時間，以有定之因，代無定之因。而可以發生相同之效果。其第二種，以計週計現象，及正常值，係一完全數學法，用于不相聯續之數，且能去紊亂變象，惟此所得，只相近之值耳。

(九) 圖示內插法 Interpolation 凡有觀測數值，偶然間斷，欲求其相近值，可用內插法。最適用者，爲圖示內插法。

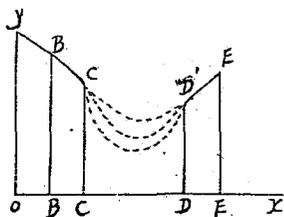
如欲定一日中，某時未觀測之溫度，可作 ox, oy 坐標，于 ox 橫線上，分若干等分爲時，而于 A, B, C 等點，作縱線，以示各該時之值，但自 C 至 E 之觀測缺，可用內插法，求其近值。

卽如圖，用斷線聯此曲線，欲知 D 時之度，卽作一垂直線 DD'

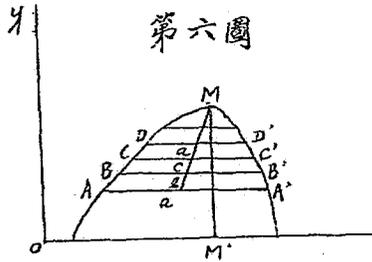
•, E 時之值即作一垂直線 EE' , 量其度, 即得矣。此法以有, 連續變化為準, 如在此時間, 有其他之影響, 如雲, 雨等, 即此線聯成後, 是否合于真象, 殊不敢定也。若用于月平均, 年平均, 則得數較準, 因所受之因, 常少淆亂也。



第四圖



第五圖



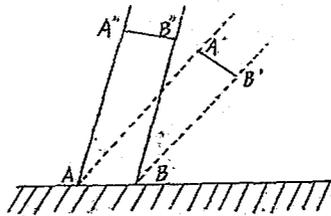
欲此內插法，可得較確度數，必此變象，只依一向，且無最高及最低，如此，則以此內插曲線與完全曲線比較，必頗符合。若如第五圖，則不合，因在 CD 間，可作若干不同之曲線也。圖示法亦各用以定已知一曲線之最高最低時，及其度數。如第六圖，欲定 A.B.C. ……曲線之最高度。最簡單法，作 AA' BB' CC' DD' ……等弦，平行于 ox，于各弦之中點，a.b.c. ……等點，作一直線，引長之，與曲線相交于 M 點，作 MM' 直垂線，與 oy 平行，此線之度，即最高度，其 M 點在 ox 線之位置，即其時也。

第一篇 論溫度

第一章 太陽熱

(十) 太陽輻射週日及週年之變象 氣象學中，各現象發生之原動力，為太陽，所傳之熱，此外尚有地面各點吸收發散熱力，及所謂宇宙力，即星辰之熱力，但極微末，較之太陽熱力，則薄弱已甚，是以研究太陽熱力，為氣象學中，一重要問題。茲先就地上無大氣包裹，論太陽熱力之作用。如 AB 為地球上平面，自太陽出地平時，即受太陽光熱，太陽離地平愈高，其所受光熱愈大；如太陽在 AA'BB' 方向時，其所傳熱力均在 AA'BB' 圓柱，其正截面 A'B' 愈小，必 AA 方面與地平所成之角度愈小，太陽高度自日出漸高，以至日中，繼乃漸減，以至日沒。地面所受之熱，亦自日出增至日中，又自日中減自日入，而夜間則為零。

第七圖

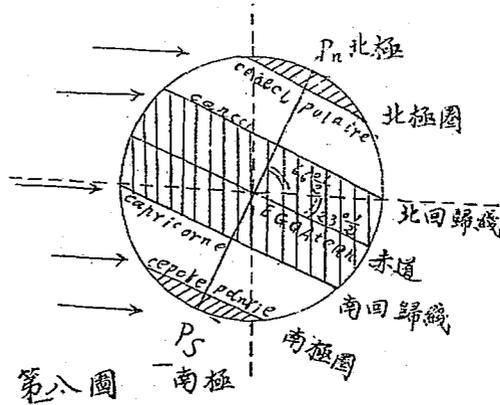


用天文所定公式，可以計算每時每平方公尺地面積；所受之太陽熱，且可計算一日間所受之太陽熱總量，此量與下列兩要素有關。

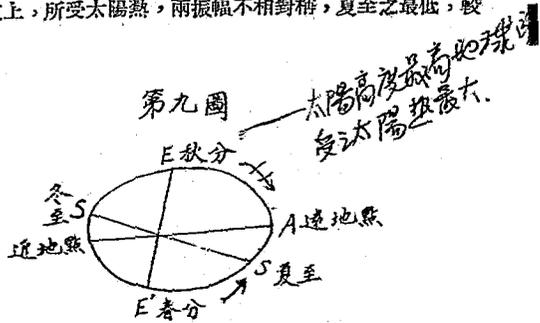
(一) 緯度，即觀測地點，在南緯或北緯若干度。

(二) 季節，此項影響，有三端須注意；(一) 太陽距地平，高度有不同，(二) 晝夜長短不均，(三) 太陽距地有遠近之差。

就緯度論，地球面原分五帶，每帶各有其特點，曰熱帶，或赤道圈；曰溫帶，曰寒帶，(第八圖)



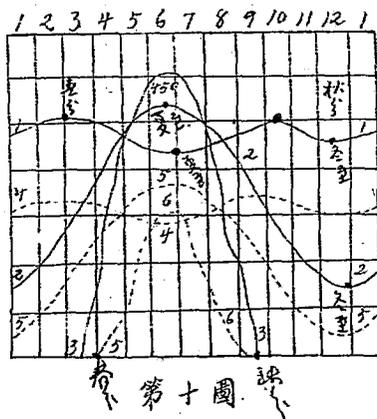
以赤道言，每日之晝長，均為十二時，則須注意者，只有兩點，即太陽距地平高度，與距地遠近。若暫假定距離為常定，則在赤道上，每年三月二十一日及九月二十二日或二十三日；即春分與秋分，太陽適在赤道平面上，于正午遇天頂，其高度較全年任何日為大，故在二分時，地面所受太陽熱力最大。自二分至二至，太陽漸離赤道，所受之熱漸減，故于兩至時為最小。所以在赤道上，地面每日所受熱力，一年有兩變差，兩最高，在二分，兩最低在二至。設地球軌道為正圓形，則此兩振幅當相等，但地球軌道，實為橢圓形，則其與太陽之距離不常相等。設以地球軌道大軸之半為單位，則近日點時，太陽距地為 0.983，而至遠日點，則為 1.017。故依物理學距離平方反比例之理，則所受太陽熱，冬至較夏至為大，其比例為 107 及 100。故赤道上，所受太陽熱，兩振幅不相對稱，夏至之最低，較



冬季為大，而最低之真時期，亦不在兩至。此兩振幅雖不相等，但自春分至秋分，與自秋分至春分，其熱積量，則各相等。因地球軌道為橢圓形，太陽距地有遠近之差，致季節有長短之不同，自春分至秋分一八六日，而自秋分至春分為一七九日，季節長者，太陽距遠，可見時間之加長，可以與因距離較遠所減之熱量，相抵消也。赤道上，全年所受太陽之變象，于第十圖中，第一曲線，見其兩變差，至為明顯。

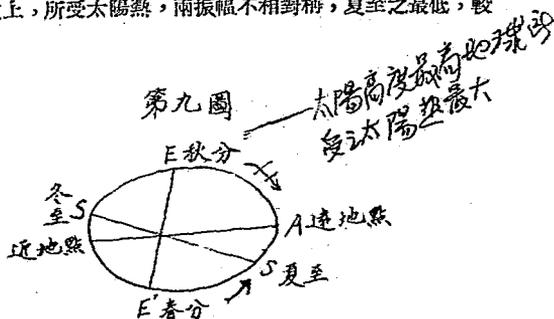
若論北半球，自赤道至北回歸線區域內之地，其太陽熱週年之變象曲線狀態，與第一曲線相類似，惟其十二月之最低度較大，而去赤道愈遠，亦愈寬，六月之最低較狹，以漸充滿，以與兩最高相混，自春

分至秋分所收之熱，比自秋分至春分所收者為多，(南半球相反)至熱帶圈，則兩最高相混合，而成每年一最高(在夏)，一最低(在冬)，如中緯度各地焉。



赤道至北回歸線
 離赤道夏最高冬最低

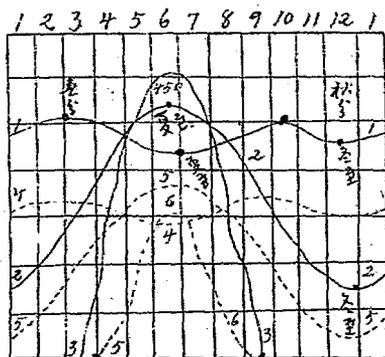
以赤道言，每日之晝長，均為十二時，則須注意者，只有兩點，即太陽距地平高度，與距地遠近。若暫假定距離為常定，則在赤道上，每年三月二十一日及九月二十二日或二十三日；即春分與秋分，太陽適在赤道平面上，于正午過天頂，其高度較全年任何日為大，故在二分時，地面所受太陽熱力最大。自二分至二至，太陽漸離赤道，所受之熱漸減，故于兩至時為最小。所以在赤道上，地面每日所受熱力，一年有兩變差，兩最高，在二分，兩最低在二至。設地球軌道為正圓形，則此兩振幅當相等，但地球軌道，實為橢圓形，則其與太陽之距離不常相等。設以地球軌道大軸之半為單位，則近日點時，太陽距地為 0.983，而至遠日點，則為 1.017。故依物理學距離平方反比例之理，則所受太陽熱，冬至較夏至為大，其比例為 107 及 100。故赤道上，所受太陽熱，兩振幅不相對稱，夏至之最低，較



冬季為大，而最低之真時期，亦不在兩至。此兩振幅雖不相等，但自春分至秋分，與自秋分至春分，其熱積量，則各相等。因地球軌道為橢圓形，太陽距地有遠近之差，致季節有長短之不同，自春分至秋分一八六日，而自秋分至春分為一七九日，季節長者，太陽距遠，可見時間之加長，可以與因距離較遠所減之熱量，相抵消也。赤道上，全年所受太陽之變象，于第十圖中，第一曲線，見其兩變差，至為明顯。

若論北半球，自赤道至北回歸線區域內之各地，其太陽熱週年之變象曲線狀態，與第一曲線相類似，惟其十二月之最低度較大，而去赤道愈遠，亦愈寬，六月之最低較狹，以漸充滿，以與兩最高相混，自春

分至秋分所收之熱，比自秋分至春分所收者為多。(南半球相反)至熱帶圈，則兩最高相混合，而成每年一最高(在夏)，一最低(在冬)，如中緯度各地焉。



第十圖

折小至角大降在比平下
離間赤道夏里最高為冬至最低

至中緯度區域，試舉北緯 45 之地點為例，自冬至至夏至，晝長常增，各時太陽距地平高度亦常增，地面受熱亦按日增，自夏至至冬至，則均常減，故每年只有一最高，及一最低。（十圖中第二上線）實在最高最低之發生，常在二至之前，其時間亦無定，如在赤道間焉，但上線大概形勢則略同。至漸近北極圈，則冬季所受熱力漸少，至北極圈則十二月二十一日，太陽不出地平，受熱等於零，在北極圈內，將到冬至時，夜長漸增，故一年中，必有數月不受熱。至北極自秋分至春分太陽不出地平，則此時無熱可受，自春分至秋分則均在地平上，其高度漸高，至夏至後又漸低，所受熱亦然，（圖第三曲線）因太陽距地有遠近之差，故最高略前于夏至。

夏至日，赤道上太陽高度，自 0° 至 $66^{\circ}35'$ ，晝長為十二時，而在極上太陽高度 $23^{\circ}27'$ 但晝長為二十四小時，晝長可以抵高度之低，故是日極上所受熱，較赤道上為高，即其他任何緯度上，均不及之。觀圖中一二三之此線，即知是日赤道所受熱，與極上所受熱之比，為 100 與 136。

南半球變象相同，惟季相反，但就太陽距地遠近言，冬夏之差，南半球比北半球為大，如冬至太陽距地最近，南半球任一點所受比北半球相當點，夏至日所受者為多。但若以季論，則

可見季之長短，可與距離之差相抵。在南半球，夏季地與太陽較近，似比北半球為熱，但反之，北半球夏季為九十三日，南半球只八十九日，是以全年計之，兩半球所受太陽熱適相等。

北半球各緯度太陽熱力之日量表，

緯度	0°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
夏至	881	1045	1088	1107	1105	1093	1130	1184	1202
冬至	940	677	570	295	191	56	0	0	0

南半球各緯度太陽熱力之日量表

緯度	0°	20°	30°	40°	50°	60°	70°	80°	90°
夏至	881	663	487	332	184	50	0	0	0
冬至	942	1116	1162	1183	1180	1168	1207	1265	1284

(十一) 大氣大氣吸收太陽熱 以上所論，為太陽徑傳其熱于地面，但實際上，地球外包有大氣，太陽輻射，經此大氣，必有一部分為所吸收，此吸收之量，與大氣含分，光線斜正，所遇太陽質量，大有關係。

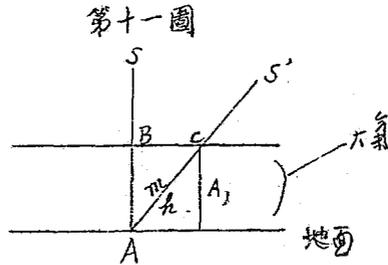
如圖 $S^{\prime}BA$ 正光線比 $S^{\prime}CA$ 斜光線所經之大氣為薄，且 $C A$ 比 $B A$ 大。此光線未到地面之先，已被大氣吸收一部分，則到達地面時，僅一部分，如 P 。此分數 P ，即所謂透過係數。

透明係數

Coefficient of transparency 其量依光線性質，及大氣含

分而變。如云 $P=0.8$ 即謂太陽在天頂，其所傳之光熱，地面所受者為十分之八，而十分之二，為大氣吸收也。

大氣在自身不吸收而其中
水氣及其他物能吸收故
太陽之有一部分不被吸收



吸收量，與大氣質量之多寡亦有關係，令 m 代此質量，光線愈斜，質量愈厚，此質量自應，以大氣之量顯之，不僅完全為其徑路，因尚須計及密率也。但在實用上，可以徑路表之。茲用

Bouguer 氏公式計之。如太陽在天頂時， $m=1$ ，太陽在四

十度時， $m=1.56$ 。太陽在十度時 $m=5.75$ ， $\sin h = \frac{1}{m}$ ， $A = 1$

計質量之公式，為 $m = \frac{1}{\sin h}$ ， $\sin h = \frac{1}{m}$ ， $\sin m = \frac{1}{h}$

Bouguer 有一公例云，一已知之透過係數，若空氣質量依等差級數而遞增，則其所傳之熱依等比級數而遞減。此例得自下列公式；

$$I = I_0 P^m$$

太陽 10°

$$m = 5.75$$

國立北京大學農學院氣象學講義 25

I_0 為地面所受太陽熱； I_s 為太陽熱力全量， P 為透過係數， m 質量；可以徑路代之。試令 P 等于 0.806 則可以按太陽高度，計算地面實受太陽熱若干，茲列表如下：

太陽高度	大氣質量或徑路	各透過係數所受熱量		
		1.0	0.3	0.6
90°	1.0	1000	0.800	0.600
40°	1.6	1000	0.451	0.291
10°	5.8	1000	0.050	0.010

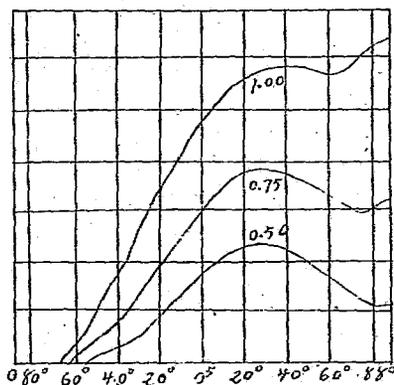
空氣質量係數
依等比級數減小

觀此表，可見太陽愈近地平，其熱量之減少愈大。

應用 Bouguer 公例，即可計算任一日，地面實受太陽熱量與太陽所傳熱量之比。且可以 P 之價值，製成地面所受熱量週年變差曲線。此曲之大體，與太陽全量之曲線，姿態相類似，其縱線則冬比夏小，高緯度處比赤道小。圖中斷線，4, 5, 6 為緯度 $0^\circ, 45^\circ, 90^\circ$ 每年所受之太陽熱量，其透過係數為 0.75。（此數似略大）觀此 1.2.3. 與 4.5.6. 各曲線之比，可見太陽實傳熱量，與地面實受熱量之不同，而在極點，尤可見太陽距地愈低，而吸收力之作用更大。

大氣吸收之作用，至為顯著，觀下圖，為夏至日，依公式用各透過係數，計算地球各地所受太陽熱量，作成之曲線。第一線

，透過係數為 1，即假設無大氣包地球，依此曲線，可見自南極至南極圈熱量等于 0，因太陽在地平下，至北緯 44°，積極增高，至向北極圈時漸減，既而增高，以至於極點。因太陽高度低，而日照時數長也。



第十二圖

至以下各曲線其透過係數為 0.75，均現于北緯三十六度處有一最高，北極有一比較的高，至透過係數為 0.50 時，則只有一絕對最高在北緯約三十二度處，過此則降低甚速，至極點，則所收者，僅比太陽在透過係數 1 時，只百分之十八，則不能顯其有最高矣。

此種吸收作用，當可應用于全球氣溫分配問題，因依北極上，夏至日所收之熱量，則北極似乎有夏季不凍之海，但實際上，

因大氣之吸收，則自透過係在 0.7 以下，所受太陽熱量，似不如許之大，故此說不一定能成立也。

尙有一事，可注意，爲夏至日，各緯度熱量之差微，冬至熱量之差大。

(十二) 太陽光熱量及太陽常數 依上所說則欲以實驗法研究太陽熱，須依 Bouguer 公式，先定太陽正射于大氣界外之一平面上之光熱量 I_0 ，及大氣透過係數 P 。

測量太陽光熱量之器爲太陽光熱計，Actinometre 或 Pyrheliometric 此器甚多，如 De Pouillel 及 Angstroms 之 Pyrheliometric Creva 及 Violle-Actinometer 此類用器之原則，用一已知熱之物體，使太陽光線正射之，此物體上塗以黑烟，使其吸收能與其單位相近，所得之增高溫度，訂正散熱量後，乘增熱體之熱值，即得所受太陽熱量。在觀測時，記太陽高度，即求得光線經過大氣厚度，如此有兩已知數 I_0 及 m ，兩未知數 I 及 P 。

數小時後，再作一試驗，太陽高度變更，而得 m 數，即得第二等數，如此即可求得 I 及 P ，惟在此兩次試驗時，大氣之條件須均相同。

此種假定對於 I_0 至爲確合，若 P 則易生錯誤，因一日間大氣有

變化，如溫度，雲量，等均有影響也。

此為一不確定之因，且 Bouguer公式，只能適用於簡單之輻射。若太陽之輻射，則甚複雜，而大氣之吸收，亦不一率；是以應測量各種輻射之量，而定其相當之透過係數 p 。如此則 I 與 p 之計算，至不易準確。知 I 之數，而欲定大氣界上之所受熱量，則殊難也。但無論如何，可得下說之結果， P 之數常在 0.8 之下，有時可以低至 0.60，據實驗，則天氣乾燥比潮濕為大，即與大氣所含水量有關，夏季多水氣，冬季少水氣，冬季之太陽輻射熱，較熱季為強。

太陽常數，為大氣上界，每平方公分面積，受太陽正射光線所受之熱量 I 。古代未有此計定，一八三七年，Pouillet 所定為一，七六，Calorie，而 Violle 所定者為 2.54，cal. Crewa 與 Langlay 所定者，為三，一七七 Cal. 自美國物理學家 Abbot 觀測，為 1.932。現今所用者，大抵為二，〇 Cal. 即謂一 cm^2 ，于一分鐘時間，所受太陽正射光線之熱量，為二 cal. 即可以使一 Gram 水，增高二度也。此數如能在高山觀測，計算比較可靠，因可消去大氣吸收之影響也。

茲將 Abbot 歷年計算太陽常數列下：

觀測年次	1918	1919	1920	1921	1922

太陽常數 Cal 1.940 1.948 1.948 1.947 1.949

觀此實測，此常數並非實在常定，且時時變更，大概在之左右。太陽常數所受之變化，影響甚多，如太陽黑子，及各種光線，如紫，外紫，紅，外紅等光線之輻射增強亦增強等是也。故不易指定其變化及其週期。是以太陽常數，至少可差十分之一，以如此重要之數，差至十分之一，似太多，但以其計算之難，則已甚可用矣。

依計算所得，地球所受太陽熱量，只

$$\frac{1}{50,000,000,000}$$

若太陽熱量之全份，可使300,000,000,000Km²之水沸騰，可使1,100,000,000,000噸之煤燃燒。

(十三) 太陽輻射計或太陽熱力計 此類用器甚多，茲姑舉一二如下：

(甲) Arago 真空黑白球，太陽輻射計。此器創自Arago，有兩溫度表，一塗黑煙，一為不塗煙溫度表，但各置于真空玻璃管內。管端為玻璃球，此兩溫度表，只用普通溫度表，亦有用最高溫度表者，但不適

第十三圖



用，因兩表最高溫度，能否同時，是一疑問也。同時讀此兩溫度表之度數，其差即與太陽光熱有相當之比，即可謂 $Q = \theta - \theta_1$ 。設令 Q 為白球溫度值， θ 為黑球溫度值，但實際上當然不能如是簡單。因須計及玻璃球本身之輻射率，及太陽常數，與兩球之相當差。設 ce' 為黑球白球之相當輻射係數， Q 為黑球所受熱量 nQ 為白球所受熱量即黑球所受熱量之 n 分但 $n < 1$ 即得下列公式式中 c 為一常數 θ' 為初溫。

$$\text{黑球 } Q = ce(\theta - \theta')$$

$$\text{白球 } nQ = ce(\theta_1 - \theta')$$

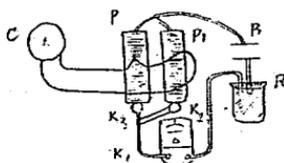
$$Q = \frac{cee'}{e' - ne}(\theta_1 - \theta_2) Q = B(\theta_1 - \theta)$$

B 為一常數，可以先為計定也。此種輻射計，不甚精確，因（一）兩玻璃球內之環境，是否完全相同，即黑球周圍之溫度是否與白球周圍相同。（二）玻璃球是否能令太陽所有輻射，全達于黑球。（三）只計有光輻射，而暗輻射則未計及。（四）白球之反射率，對於各光線，是否相同，有此數因，故此器之價值減少。

Viol 修改此器，不用兩玻璃球，而用兩金屬球，一鍍金，一塗黑，而置兩溫度表于內，計其對於空氣溫度之所多度數，為

計算太陽熱量，但亦不甚精確，惟此器適用於農業氣象計定，太陽熱量，以研究某植物之關係，有相當之值，亦可用也。

第十四圖



(丙) Angström 熱電太陽熱量計 此器原則，以熱電之傳熱，計太陽之熱量，有兩金屬板，外塗黑煙，內有熱電傳導體，以受熱傳電，即在電流計上可以記載其熱量，尚有俄人 Goizynski 之自記熱量計。

(丁) 化學太陽輻射計 此器之原則，以光線之化學化合或分化作用，計太陽輻射熱量。如 Roscoc 之輻射計，即用感應極速之照相紙，對於光線所成之色，計太陽輻射熱量也。

以上所舉之各輻射計，不僅計太陽之熱量，且及太陽全份之熱量，及天空散光之熱量，在實用上，此項熱量總積，最為有用，而以尤以農業氣象為最。

- (十四) 夜間輻射 凡物置于夜間在空中懸置，因輻射而散失熱量，在氣象研究中，至為重要。Angström 曾注意及此，於一九〇四年在瑞典 Upsal 大學試驗，以平方公厘塗黑金屬片，一分鐘輻射量為〇一五，Cal 其後其子尚證明此項輻射，與空氣水份有關。

第二章 氣溫 Air Temperature

- (十五) 氣溫 氣象學中普通所測空氣溫度，即謂距地面約一公尺，自由空氣有若干度之溫度，所以空氣溫度之高低，即所以表氣候之寒暖。但與太陽輻射之有無，空氣之乾濕，及風之有無有關係。同一溫度，高低之度數，寒暖之感覺有不同，如溫度之低相同，有風日較靜風日為寒，溫度之高相同，潮濕日較乾燥日為暖，故氣溫雖為氣象要素，而須參以其他要素，此與地方氣候，衛生，養蠶，各業均有關係也。

(注意) 溫度與熱不同，如同一零度之水，熱至沸時，雖為一百度，但一為一立方公尺，一為立方公分，其所須之熱不同，而溫度則相同也。

- (十六) 溫度表 在氣象學，所用之溫度表，大概為水銀溫度表，但因特用，亦有用酒精者，惟其刻度，須與水銀表者，相比較。

實際水銀溫度表，須與酒精溫度表比較，但在百度以內，

其差只 $\frac{1}{10}$ ，故在氣象應用上，可視為適用矣。

centigrade.

普通所用之溫度表，為百分度表，（或稱為攝氏表實在不甚適合）此表之零點為冰融點，一百度為水沸點，（760 公厘氣壓，溫度四度，在海平面上，緯度四十五度）其在零下之度讀時，加以負號。（一）普通溫度表，大概只刻度數，但讀度時須讀至十分度之幾。

此外尚有兩種溫度表刻度法，（一）Fahrenheit 32° 為冰融點， 312° 為水沸點。（即百分度之百度）

（一）海氏度 *Reaumur* ^{氏表} 零度為冰融點，八十度為水沸點。但以後所說度，均為百分度，或借稱攝氏。在氣象實用上，所用之溫度表，其度數刻至零上五十五度者甚少，所以刻度至多至五十五度為止，此類溫度表不能直接刻度，因不能得其沸點，只有用標準溫度表比較法刻之也。

凡一溫度表，即使刻度極精，至日久因玻璃球分子作用，使其容量更小，因此水氣向上昇，而讀度太高，所以至少一年須檢查一次，即查其零度是否在零點，法以溫度表置于冰化點上可矣。如所讀之度為 0.2，即此表所得之度此應有度數高十分之二，則每次讀度均須減去此數。現在所製精良溫度表，可無此弊，因所用為一種特製之玻璃，且刻度時先置于 400° 高溫極

久，故零度之變動少，似檢查零度無須一年一次也。

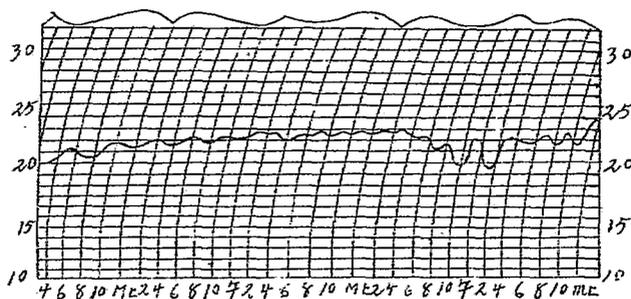
刻度之精密不計外溫度表尚須感覺極靈，即謂其質量少，而與外界接觸之面積大，易于感應外界之溫度，所以圓球形者，比較不適用，因同一體積，圓球之面積為最小，所以多用卵形，長度大而截面小。最好勿附于木板上，因日久有影響及于此器。至刻度以刻在玻璃上者為佳。倘有用酒精製之溫度表，或為最低溫度表，或為測極低溫度之用，因水銀至零下三十七度即凝結也。所用之酒精，須完全無色，因顏色易受返光之感觸，且日久顏料沉澱，管中便不潔淨，管之上端須帶小圓空，若酒蒸精發，而入此空內時，用小繩將表懸空，用力旋轉之，即可使酒精復其原狀，若管端為尖狀，則甚難矣。

此外尚有最高最低溫度表，可以自動的表示每日之最高及最低溫度，即在相當時間，所發生之最高及最低溫度，因此極端溫度，極為重要，而觀測者，殊難直接測量之也。

現在自記儀器之用甚廣，即應用機械的構造，自動的畫成曲線于一紙上。此紙附于一鐘機上，此鐘機每日或每星期一轉，速率均勻。茲有一紙為溫度自記之曲線，此器可以表現任何時間之變象，絕對不能以求任何氣象要素之真確數，是以用此器，亦不能免去氣象直接觀測，但可減少其時數耳，如每小時觀測

一次，溫度，尚不足以窺其突來之變化，可用自記器以代之，不過須按時同時觀測水銀溫度表，以相比較，以定其差，而後可于曲線上，求其真正度數也。

第十五圖



(十七) 溫度表之設置 欲測空氣溫度，頗有少許困難，因周圍溫度表之空氣，時有更換，且溫度表本身之質量，較其所測溫度周圍之空氣質量為大，若空氣更換甚速，欲表現溫度實在度數，頗有相當之遲緩，是以此種急速變象，為儀器所緩現，有時且不現。其次則為玻璃管之物理性質，此玻璃對有熱光線之輻射，均有感應，但對於暗射則否。若此溫度表，受太陽光線之反射，即吸收其光輻射，必由傳導，始能消散，故表現甚遲緩。

所以溫度表上之度數，比周圍空氣之溫度爲大。

若置溫度表于牆上，因受各種影響，及牆本身之影響，所示溫度，往往與周圍空氣不同。因誤差之多，甚至週年平均，可以差至一度以上，而尤以日照時數較多地方爲最。所以此種觀測，無論如何，均不適用。

因此欲求精確溫度，必須置溫度表于建築物較遠之處，且在草地上，距地約二公尺，以免太陽光之反射。故置溫度表于一百葉箱中，以避太陽及雨。其構造必甚輕巧，四面可以通風，俾空氣流通無阻。

溫度表之設置，雖甚完備，但遇有特別溫度發現時，必須用旋轉溫度表，作檢查之用。旋轉溫度表，爲一小型溫度表，以繩貫其管端小環，以手繫繩，于陰影而向風處，極速旋轉之，停止後，卽速讀度，以免其受體溫影響而變更。如此旋轉數次，俾所得讀度可以相合。旋轉溫度表旋轉之速，可免一大部分之反射，且可使溫度表與大量之空氣質量接觸，俾卽得精確溫度。卽在太陽下旋轉之，所差亦不過十分之幾。但在試驗之前，必須先檢查玻璃球是否極乾，因若有水汽，則所得之溫度，必太低也。

此外尙可用吸氣溫度表，此表有一管，管端分爲兩管，i 度表

置于管中，其上端有一小風扇，用發條轉之，使空氣在管流通，速度約每秒二至三公尺，如此亦可得一精確溫度，以爲比較之用。以上兩器，爲求真確氣溫之利器。

(十八) 氣溫週日變象 氣溫週日變象之例，在每日每時觀測，已可概見。但爲確定計，必就全月每時之平均溫度觀之，即可得下列一律。

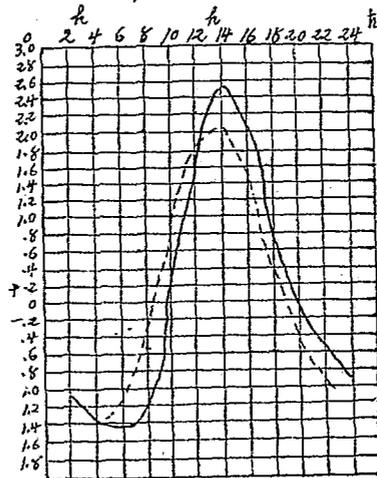
溫度于太陽初升少頃時上升，漸增至約十四時許，發生一最高，繼乃下降，經過一夜至太陽上升後少許，有一最低。最低溫度所以發生于太陽上升少頃者，以氣溫終夜低降，因受地面散熱之故，必至一時受太陽之熱，比散熱之量多，始能上昇，故于此時發生最低。至最高時間，不在太陽熱最大之正午，而在午後一二時者，因太陽所傳之熱，至於地面，固在正午時爲最大，但午後仍繼續受熱，其量仍增加于已受之熱量內，則氣溫自應繼續增高，但正午之後，一面增熱，一面散熱，必有一時散熱與增熱等，過此時太陽漸低，增熱漸少，散熱漸多，而溫度開始下降，故此時有一最高。

以上已述大氣能吸收一部分熱量，但吸收力最大，爲上層大氣，至于下層則較少，故下層大氣，所受于吸收太陽之熱，比吸收地面本身散熱爲少，因其與地面接觸也。此所以因地方性質

不同，而週日變象及最低最高發生之時間亦異，因地質之增熱性不同也。且其他條件均同，則太陽所傳熱力較大，而變差較速者，氣溫週日之變象較為明顯。

茲舉青島一月，七月週日溫度變象為證，如（十六）圖，計有二曲線圖中之0線以代週日溫度，其曲線上各點在0上或0下者，其與0線之距離，即以示此時間之時平均，與日平均之差。其一月分曲線切於0線為上午，略前于十時，下午略前于二十時，即謂在此時間，其溫度與日平均相等，其七月分曲線，割一1之橫線，略後于六時，即謂在此時間，其溫度比日平均低一度也。餘類推。

第十六圖



此種溫度變象，係由地質增熱性不同所致。

且可見在一月最低溫度發生於八時前，而至七月則略前于五時，均略後于太陽出地平之後，而最高時間，則一月在十四時，七月則在十三時，其相距甚近，其總振幅，則一月為 $4^{\circ}.1$ ，七月為 $3^{\circ}.5$ ，其不同原因，由于此兩季地面所受太陽熱量之差異。

尚可另作一線，以亦一年間時平均之變差，但此僅為十二月時平均之總差，並非真有其數，足以表示在一年中，任一季一變象。是以其最低約在五時前，而年平均日出時間，則為六時，此蓋因各季在最低時間附近，其溫度變象為不同，冬較緩而夏較速也。此現象，緯度愈高愈顯。

如不用上法，以每時間溫度之變幅，計算每日平均，亦可用一較簡之法，即取最高最低溫度之平均，因此法每日觀測兩次，比每日二十四次為易也。此種計算法，其變幅比用每時平均數為大：因每日最低與最高發生時間，至為不同，往往比其發生折中時間相差太多，若求每日最高之平均，而不計時間，必較以平均計算為大，而最低者則較小。

為簡省之故，且因有二十四小時觀測之測站太少，故亦可以每日最高最低平均差，代表其振幅。以青島為例，則此振幅一月為 $7^{\circ}.1$ ，七月 $5^{\circ}.2$ ，較以時平均計算者為高也。若知某地每

月之時平均，則對於規定觀測時數較易，因可選擇每日觀測若干次，俾其平均數與時平均之數極接近也。如在青島：每日觀測三次，則以六時，十三時，二十一時為宜。因其差只十分之一二，有時尚與日平均完全相符。如各地須用最高最低之平均代日平均，最好能求其與日平均之平均差，以為較準，但有因地點關係，而有較大之差，則須慎重也。

以上所云，地面溫度變差振極，與太陽所傳熱力有關，是則與季節及緯度有關，茲略及此兩者之影響焉。

在赤道上，太陽所傳熱力，此季與彼季，所差甚微，且其晝夜長短常相同，故週日間之振幅，幾與季節無關，且幾乎均等，至其有至微之差，則由下說諸因，當另詳之。如

Ba'avia 其終年氣溫變差振幅只三度，一二兩月小（ $4^{\circ}.5$ ）七月大（ $7^{\circ}.4$ ）

至中緯度，則巴黎為極好之一例，其振幅按季節之變差極大，因各季日中，太陽所傳之熱量少，而夜間之散熱亦不甚大，因溫度本低，與其散熱之空間，本無甚差也。夏季則不然，日中之增熱強，夜間之散熱速，是以巴黎，夏季週日溫度之差，比冬季大六度，哈爾濱夏季比冬季大四度。至極圈內，則冬季太陽或數日或數星期或數月（近極處）均在地平下，在此時間

變更氣溫週日變象之

原因有四

a. 雲量——晴天時

一種掩蔽物，阻碍夜間射

間射，故日上升微，夜

降亦小

b 氣候——大陸與海

岸之不同，多植物與原

野之不同，均使週日變

象，皆由水汽蒸發之故

致島前理同

國立北京大學農學院氣象學講義

，不見有明顯有規則之週日變差，而在夏季太陽不下地平，因有高度之差，所以有少許之變差，最高仍在十三時十四時，最低則在一時二時，因為高度最低時也。至極點，則太陽週日無高低之差，只有週年之差，故無週日之變差。

大概言之，週日變差之振幅，極上無之，以漸增加至于赤道，因在赤道上太陽高度之差較其他緯度為速，日間距地平極高，夜間則溫度之低減極速。

(十九) 變更氣溫週日變象之原因，溫度週日之變差，與緯度有關，即與日射有關，已如上述；但其所受影響，尚有雲量，氣候海平高度等，均足使其變差，有所變更。

(a) 雲量 天空有雲時，日間溫度上升微，夜間低降亦小，因雲成一種掩蔽物，阻碍夜間射也。故晴天週日溫度之變差大，陰天則小。如青島夏季晴天週日變差為 $4^{\circ}.9$ ，陰天為 $1^{\circ}.1$ ，冬季亦然，晴天為 $6^{\circ}.1$ ，陰天為 $2^{\circ}.9$

(b) 氣候 氣候之影響于氣溫變象者甚大，下層空氣與地面接觸，所受地面散熱之影響，前已述及，故地面之性質如何，與此變象大有關係。試說兩地點，緯度相同，海平高度相等，一在海洋一在大陸，水之比熱為高，且常有洶流使其水面溫度平均，是以海面之氣溫，其週日變象比大陸為微，因大陸日間

增熱速，而夜間退冷亦速也。且也，海上雲氣含水汽比大陸多，此項水汽在日中，能遏阻太陽光線，而夜間則能保持溫度，使不易散失，因此而週日氣溫變象之振幅減小，在大海中，僅差一二度，即在海岸亦甚微，如青島則在 $3^{\circ}.8$ （12月）與 $5^{\circ}.4$ （9月）之間，而沙亞拉沙漠 Baska 則在 $11^{\circ}.3$ （12月）及 17.6 （8月）之間。

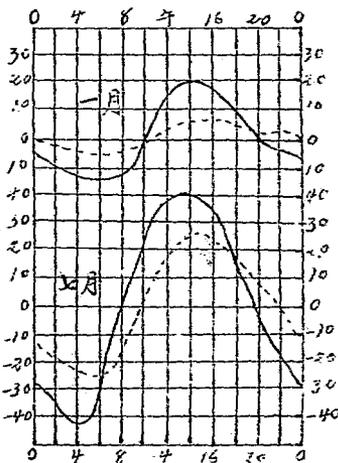
在大陸，則溫度週日之變象，亦依地之性質而變。在富有植物之區，其週日變象振幅必小，因日中大部分之熱量，為植物所吸收，以成化學作用，而蒸發其所消失之水分，故溫度之增高小，夜間則因有水汽，其所成之霧氣，遏阻熱量散失，故低降亦微。沙漠不毛之地，此變差則極大，因全份太陽之熱，均用以發生此變差，且沙漠空氣之乾燥，尤能增進此項力量。雪具有至大發射率，亦能增加溫度週日變象振幅，而尤以夜間散熱為甚。如在巴黎十二月有雪日變差 $10^{\circ}.3$ ，無雪日變差 6.5 ，以雪能阻止日間溫度升至零上，而夜間則散熱彌也。

- ✓ (c) 地形對於週日氣溫之變象，亦有影響。如緯度及海面高度均同，則在深谷中，比在平原及山坡者變差為大。因在深谷中，則日中因山腰太陽之反照而增熱甚多，至夜間則因太陽早下而退現，夜間之退冷增，故溫度低降，且夜間山坡之空氣，

C
 在山谷中則日中因
 山腰太陽之反射而
 增熱甚多，至夜
 向山坡之空氣早下
 而匯流

因冷而重下降，與谷中之不甚冷空氣對換，故山坡之氣溫反不甚低降，而冷空氣之下降谷中者，反因停留而不流動，使谷中更冷。此種現象，在盆地尤顯其處空氣之更換甚難，故其週日變象之振幅尤大，此所以山坡之地，霜期較谷中為少。總而言之，地形之凹者，振幅大，地形之凸者，振幅小，此與地之高低有關，不妨詳述焉。

第十七圖



— Park St Maux.....Tour Eitel

(d) 以上已云，下層空氣之溫度，其原多來于地面之熱，因空氣為透輻射性物質，故太陽光線，幾乎全能透過而不吸收。

故若取不與地接觸之空氣（可謂自由空氣）似乎無溫度週日之變象，即有亦只十分度之淺。自地面漸向高空上升，地面之影響減小至速，而氣溫週日變象之振幅亦然。

高層空氣觀測，以巴黎埃達 Eitel 鐵塔為最久，茲舉其成績，以與巴黎 Park. St. Maux 觀測成績相比較。鐵塔觀測處，距地三零二公尺，Park. St. Maux 距地二公尺。均用其每小時之平均為比，鐵塔之振幅一月為 $1^{\circ}.2$ ，七月為 $5^{\circ}.4$ ，Park. St. Maux 則一月為 $3^{\circ}.2$ ，七月為 $9^{\circ}.3$ ，觀十七圖即見其振幅之狀況。至三百公尺高，不僅振幅，已大減少，即最高最低發現之時間，亦然，而尤以最高時間比較近地面為晚也。

此相同之現象，亦可以在高山發生，其地面之影響，自較在山谷及平原為小，故其振幅亦較差減。但山之質量，亦有至大影響，因欲得與自由空氣同等之週日氣候變象之變幅，其山之高度，必比較為大。如在 Puy de Dôme 頂上高 1470 公尺，其變差一月為 $0^{\circ}.8$ ，七月為 $3^{\circ}.2$ 至山根 Glermond ferrand 三百九十公尺高，一月為 $5^{\circ}.5$ ，七月為 $11^{\circ}.3$ ，設令此低處之測站，有較大之變差，為一山谷中測站，而在山頂上之觀測，其地位不甚開曠，即可見在山高一零八零公尺處，其減

少之振幅，不能加多。青島與嶗山明道觀測之比較，亦可以見，青島一月爲 $1^{\circ}.1$ ，七月爲 $5^{\circ}.2$ ，明道觀高出海平約八百公尺，一月爲 $6^{\circ}.7$ ，七月爲 $4^{\circ}.9$ ，所差甚微，此可見山之影響，完全與自由空氣，升高數百公尺者不同也。

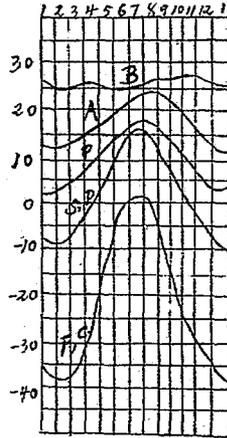
以上所論者，爲週日氣溫振幅，高度愈高愈弱，以其所受地面影響減殺也。反之，設有測站，狀況相同，或在谷中，或在平原，但其高度不同，高度反爲增加週日氣溫變象振幅之因。因高度極高處，其地而上之空氣稀薄，所含水汽亦較低處少，故日中空氣吸收太陽熱少，而夜間無水汽，以遏阻退冷，溫度之低降大，故其高度愈高，振幅愈大，所以在中央亞細亞帕米爾及西藏高原，其週日變差常逾 25° 也。

週日氣溫之變差，以地形及地性質不同，即極短距離之地，亦有不同，以後論風時，常說及兩點氣溫之不同，爲生風之因。如地之崎嶇，有森林或無森林，河，湖，等等，在晴而暖之日，可生大氣之動或氣浪，固常爲航空者所感覺也。

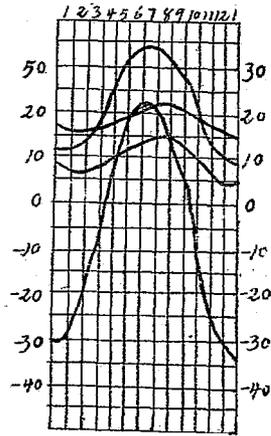
- (二十) 氣溫週年之變象及緯度之影響，欲得精細之週年氣溫變化之變象，須求若干年（很久）之每日平均，乃得三百六十五數，即可見明顯之週年變象。但此種計算，不僅數目太大，誤差須力求減殺，即如許之計算，亦非大多數之測站所能辦。故多用多

年（至少得二十年）之十二個月平均氣溫，表示週年變象，即可得下列結果。

第十八圖



第十九圖



在赤道附近地點，週年氣溫變象，有兩最高，及兩最低，如十八圖 B 曲線為 Batavis 週年變象，此線之姿態，與太陽熱量之曲線相似，惟最高最低之時間，晚于太陽熱量之時間，亦如週日氣溫之變象，太陽熱量雖退減，然溫度尚增加，至于散熱比收熱大時而後止，其最低溫度之發生，亦較遲于熱量最小時，因必所收之熱，加之原有熱量，多于散熱之時，溫度方始

增高，而最低即生于此時。

在赤道之外，週年氣溫之變象，亦如太陽熱量，只有一夏季最高，及冬季最低，最低約在一月半，最高約在七月半，比較太陽熱量最高最低時間，約後二十餘日，大概地形足以變更此時間之界限，其影響如何，以後再詳論之。以上已言，夏至之時，地面所受熱量，各緯度之差甚微，而在冬季，則愈向北所受熱量愈少，故週年氣溫之振幅，以緯度而增，其故以冬季氣溫以漸低降比，夏季之變差為大也。（觀十八圖）

在寒帶以內，有一季，太陽常在地平下，則在此時期，溫度只有低降，至太陽復現時為止，漸近北極，冬季溫度愈降愈多，變象之振幅增，而最低之時間亦較遲。觀圖 FC 曲線，為格陵蘭西北 Grant 所測一年之數與 Discovery 船所測一年之數相析中，而繪成，至北極則最低氣溫，只在三月二十日發生。

週年氣溫最高時期之常定，與其最低時間之依緯度而變動，完全與週日氣溫變象同其理由，茲列一表如下，以示緯度對於氣溫週年變差之影響。

地名 緯度 月份	Batavia	Alger	Paris	Leningrad	Fort Conger
	6°.8S'	36°.47N	48°.50N	59°.50N	81°.44N
1	25°.4	12°.1	2°.3	-9°.4	-39°.2
2	25.4	12.6	3.6	-8.6	-40.1
3	25.9	13.9	5.9	-4.6	-33.9
4	26.3	16.3	9.9	1.1	-25.7
5	26.4	19.0	11.9	8.8	-10.1
6	26.0	22.3	16.5	14.9	-0.2
7	25.0	24.4	18.3	17.8	2.6
8	26.0	25.0	17.7	16.2	1.0
9	26.4	23.4	14.7	16.8	-9.1
10	26.5	19.7	10.1	4.5	-22.5
11	26.2	15.8	5.8	-1.5	-31.1
12	25.7	12.7	2.7	-6.6	-33.3
年	26.0	18.1	10.1	3.7	-20.1

(廿一) 變更週年氣溫變象之原因 海洋與大陸氣候依上所說，週年氣

溫變象，依太陽熱量之運行之例，為標準，即謂按緯度而變更

，若僅有此一因，則週年變象甚為簡單，由赤道增至北極。但

地形亦大有影響，如週日變象焉。

水之性質，增熱退冷均甚緩，且有海流，足使海溫平勻，故在

海面，氣溫變象之振幅減小，而最高最低之時期，亦較遲。而

在大陸之內，則不同，最高最低時期，較近于兩至，而週年氣溫變象之振幅，亦愈入大陸而愈大。若至沙漠之地，則更大，因無植物，足以阻止地面之收熱與散熱之能力也。

普通分氣候為三類，曰海洋氣候，(或經常氣候)，曰均中氣候，(或溫和氣候)，曰大陸氣候，(或過度氣候)。海洋氣候，週年振幅不能過十度；均中氣候，在十度二十度之間；大陸氣候則超過二十度以上。但大陸海洋之名稱，似不如經常過度之較常。如在赤道圈上，即在大陸之內，其週年氣溫變差均極微，故熱帶全部，均屬於經常氣候。由此觀之，則海洋氣候之名稱，對於非洲中部及美洲中部，均似不甚合宜也。

以溫度之分配言，自赤道起至緯度四十五度止，同緯度之地，週年平均氣溫，海洋較大陸為低；而至緯度四十五度以上，則大陸較海洋低。(以後詳說)可見四十五度以以下，同緯度上，海陸溫度之較差，冬小而夏大，若同在緯度四十五度以上，同緯度之地點，海陸溫度之差，冬大而夏小。此定律之應用，以後于論溫度分配時，當再及之。茲舉一例如下，以為解釋。試令 M 為大陸站之年平均溫度， A 為其冷熱兩季氣溫較差之折中數，則冬季之溫度為 $M-A$ ，夏季之溫度為 $M+A$ ，又 m 為同緯度海洋站之年平均溫度， a 為其冷熱兩季溫度較差

之折中數，A 常比 a 爲大，因同緯度上，週年氣溫變象之振幅，大陸常比海洋爲大。

先說兩測候站，同在四十五度以下，則 M 比 m 大，其兩站溫度之差如下。

$$\text{冷季 } (M-A) - (m-a) \text{ 或 } (M-m) - (A-a) \quad (1)$$

$$\text{熱季 } (M+A) - (m+a) \text{ 或 } (M-m) + (A-a) \quad (2)$$

(A-a) 爲正數，因 A 常比 a 大，則第一式數，小於第二式數，且距赤道遠處，第一式數，常爲負數。因 (A-a) 之絕對值，比 (M-m) 爲大也。所以在四十五度以下，同緯度上，冬季大陸有時比海洋熱，有時比海洋冷，但其差甚小，至夏季大陸常比海洋爲熱，其差亦大。

若在四十五度以上，m 比 M 大，則兩地之溫度差爲：

$$\text{冷季 } (m-a) - (M-A) \text{ 或 } (m-M) + (A-a)$$

$$\text{熱季 } (m+a) - (M+A) \text{ 或 } (m-M) - (A-a)$$

在此例，冬季海洋比大陸熱，其較甚大，而在夏季則相反，其差別有時大，有時小，而其實值則甚微。

觀圖中四直線，即可見海洋與大陸之差，此圖卽以上說之兩類，以海洋與大陸之溫度週年各月之值繪成，第一類在四十五度下者，爲 Bagdad 小亞細亞之大陸及 Funchal 海洋中之島

，第二類為 Valencia 愛爾蘭極西南之海洋站，及 Nertchinsk 爲西北利亞之大陸站，茲列一表如下，即各站之各月平均數也。

第一類

第二類

站名 月份	Valencia	Nertchinsk	Funchal	Baogdar
	51° .55N	51° .58N	32° .38N	32° .31N
1	7° .4	-32° .0	15.5	11.1
2	7.4	-25.0	15.2	11.7
3	7.5	-13.4	15.5	17.9
4	9.6	-1.3	16.5	22.2
5	11.7	11.1	17.8	30.4
6	13.8	19.2	19.5	32.5
7	15.1	21.9	21.4	34.7
8	15.3	18.4	22.3	34.2
9	13.9	11.0	22.3	34.2
10	11.6	0.3	20.3	24.2
11	8.7	-17.3	18.3	16.7
12	7.9	-28.2	16.4	11.5
年	10.8	-2.7	18.4	23.1

觀此表及圖，則以上所說之定律，更易于證明矣。

關於地形，如山谷平原高山等，對於週年氣溫變象之影響，亦與週日氣溫相似，茲不再贅述焉。

(廿二) 自由大氣依高度之變象及氣溫之逆增，人在大氣中一上升，或在山腰，或在氣球之籃中，常覺溫度低減頗速，即因氣溫有此度減，故在赤道內之高山，亦有終年積雪者。

此溫度依高度漸減之原因甚多，以上已云，空氣若乾燥，可使太陽光熱，全體透過，幾乎不能吸收，是以接觸地之下層空氣，因受地面散熱增熱之影響，而有極複雜之變象，此為其因之一，但尚有其他，可述之如次：

依物理學說，凡氣壓受一種壓力，增高其溫度，反之，氣壓

漲，而生工能，以制外來之壓力，溫度低降。大氣上升愈高，氣壓愈減，其理當于論氣壓章中詳之。是以空氣因故上升，必自膨漲，容量大而溫度低矣。反之凡下降之空氣，必自增高溫度，此種運動，所發生之溫度變象，可說明之如下：如係絕熱膨漲，或熱量常定，即謂在膨漲時，空氣只變更其體積，而不收其周圍物所傳之熱，亦不散熱及其周圍物體，則此退冷空氣，所受之損失熱能，適等于此空氣增加體積所發生之工作。凡極輕之空氣，向高空上升，其因絕熱膨脹之退冷，與其高度有比例，每上升一百零一公尺，低減一度，是以空氣上升一千公尺，不令其有受熱之機會，則可減十度弱。反之，乾空氣自一千公尺之高，下降至地面，亦可增熱約十度。設空氣含有相當量之水汽，在此水汽未達飽和量之前，上例尚可適用，但空氣上升之退冷與下降之增熱，約 102 或 103 或 104 公尺升降一度，依水汽之量而定。

若濕空氣，溫度低降至達飽和點，而使一部分水汽凝結時，則上述之定例，必驟然變更，因水汽凝結，必散一部分之熱，使此空氣質量之退冷較緩，則空氣上升退冷，與高度不成比例。其始甚緩，繼而漸速，但均在乾空氣退減率之下。如空氣溫度原為二十度，自海平面上升，而飽和水汽，則其始必上升二

百二十二公尺始退冷一度，在大氣所有之各條件中，以其最初氣壓溫度之不同而變。大概飽和空氣，上升約每一百四十公尺，至二百四十公尺間下降一度。

此膨脹退冷之現象，至為重要，因可以溫度依高度降低之疾速，為定一界。設非大氣失其均勢，此界不能逾越。設有一時，氣溫之實在降低數，較以上所說膨脹遞減律為速，乃有一空氣質量，自地而上升，至某高度，不受外來之熱，亦不散熱向外，則達此高度，其溫度較其原在此高度之空氣為高，則其密度較輕，自必繼續上升，其原有之平衡必不穩固，凡運動一發始，必自然繼續也。反之，設上升空氣，其溫度之低減率為緩，則到達某高度，較其原處之空氣為冷，則必因較重而重行下降，而大氣之平衡乃穩固。故欲大氣之平衡穩固，必其空氣上升，依高度之低減率，較之上述之定律為緩也。

上升漸高，氣壓漸低，溫度漸小，此兩因所生之結果適相反，一則減輕空氣之密度；一則增加空氣之密度，不過氣壓之影響，比溫度為大，故自下而上之各氣層，其密度必漸減小，然若溫度之低減速，必有一時，密度之因氣壓小而減者，適等于因溫度減而增者，即生相同之果。但欲得此效果，必溫度低減率為每二十九公尺減一度，若溫度低減更速于此，則上層空氣較

下層爲重，大氣錯亂，而上層空氣，突然下降，其現象與加水于油瓶內相同。但在大氣間，此現象必在特別境象中見之，而其界限亦極狹隘，如極冷空氣，忽至極熱氣層上，所生之現象是也。

在自由大氣中，溫度之低減，本甚複雜。氣球上升時，常見大氣中，有至多之氣流相疊，而方向與溫度均不相同，有時自此層至彼層，溫度有數度之變化，甚至較熱之氣層，疊在冷氣層之上。如此，當然不能有溫度低降定律之可言，因此律，係假定其有繼續性，而實際則無之也。但在同一氣層內，則低減尚有規則，而合于穩定之條件，即謂較絕熱膨脹者爲緩也。大概，每百公尺減 $0^{\circ}.6$ 至 $0^{\circ}.7$ 。此種變化，仍依地方狀況，季節等，而不同，殊不能爲定一絕對定律也。

因空氣溫度依高度而減，則至極高時，必有極低溫度。據探空氣球觀測，自一四零零公尺至一五零零公尺，氣溫之低爲 -60° 至 -70° ，如自地面計算，約每百公尺減 $0^{\circ}5$ 至 $0^{\circ}9$ 。則至五十三公里高，溫度爲 -273° 。在此高度，尚有相當之大氣，因據北極光及流星之觀測，此處應有大氣也，是以此條件不能實現，必至極高時，遞減率較緩也。

在最低層大氣中，因受地面之影響，其遞減至爲複雜。前論過

日氣溫變象時，已云，去地面愈遠，週日氣溫差遞減甚速，日中低處溫度增加多，而高處少，故地面與在此高度處，溫度之差增多，而低減率亦速，夜間則不然，低處溫度之低減，較高處為多，溫度之差減殺，而低減率亦緩，夜間地面散熱常頗大，故能使附近地面氣層之氣溫，較其同時在某高處之氣溫為低。於是溫度逆增現象，即溫度先從地面起，反依高度而增也。

空氣平靜之夜，此現象時常發生，而尤以晴天為最，因在此種狀況下，地面因輻射之散熱強，而振盪在近地處大，而在距地遠之自由空氣中小。但此種現象，至相當之高度為止，過此高度，則脫離地面之影響，而仍依高度而遞減也。是以在無風之靜夜，氣溫先從地面逆增，至相當高度時，達其最高度；而後又遞減焉。此在 Tour Eiffel 常見之。一月七時之宵之平均氣溫，（前于太陽上升時）距地二公尺為 $0^{\circ}27.16$ 零公尺處，為 $0^{\circ}.75$ ，至二零二公尺處為 $0^{\circ}.63$ 。則其最高溫度約在一零零公尺處見之。九月五時，則距地二公尺處 $10^{\circ}.50$ ，一六零公尺處為 12.60 ，二零二公尺處為 $12^{\circ}.58$ ，則其最高度約在 250 公尺處發生。

近地面處，溫度之逆增，為各季夜間均有之現象，且在冬季，若天晴而風靜，日中亦可發生，因地面輻射強，而散熱多，若

有積雪，則更甚矣。茲舉例以明之，在 Puy de Dome 山上
一八七九年十二月二十六日六時溫度為 $4^{\circ}4$ 而在其山根低一零
八零公尺處之 Clermant Ferrant 同時之溫度為 $-15^{\circ}8$ ，
此種之逆增，在長久時間之天晴風靜而冷之夜，常發生，不動
之空氣與地面接觸處退冷極強，是以氣層愈低亦愈冷，此為大
氣穩定之極好條件，是以大氣愈穩定，溫度之逆增亦愈盛，必
至有猛烈之震動，擾亂空氣，此現象始息，而仍復其原。但須
明瞭此逆增現象，原由地面影響而來，至相當高度必停止，其
上仍照遞減率而遞減也。

據最近風箏與汽球之觀測，足以證明以上之說，大氣可分為三
層，互相疊合，各不相同，自地面起經過一氣層，其高度可自
一千公尺至三千公尺，此層氣溫之遞減率，有時不規則常現有逆
增現象，此為受地面或雲影響之一層，自此層起約至一萬公尺，
溫度之遞減率極有規則，而且甚速，有時可至每百公尺減 $0^{\circ}.8$
至 $0^{\circ}.9$ ，與絕熱膨脹之值幾相等，故此層氣流之上升與下降，
有極大之關係，在此層之上，則據多數氣球風箏之觀測，Te-
isserenc de Bort 曾證明其氣層溫度，尚較其下層微高，
且似不完全按高度而減，在此層中，溫度幾乎相等，即可謂同
溫度氣層，其運動均為水平的，此層之底高度實數，尚未證明。

大概依地方情形而異。例如在氣壓極低之地，此層之底高度約九至十公里，溫度之低亦僅零下 45°，若在高氣壓之地，此層之底高度約在十四至十五公里，其溫度可低至零下 75°，據 Teisserenc de Bort 及 Rotch 所作各地觀測，波羅的海北海大西洋赤道附近，其記載最低之溫度，未有過 -80°。但此最低度，不在近極之地，而在赤道附近見之。且在近極處所記載之低溫，與赤道附近，可差二十度至三十度，且在赤道須高至十六至十七公里，方遇同溫氣層，而在北極附近，則此層比較為低。至時令不同，亦有變化，附表如下：

同 溫 層 底	季	冬	春	夏	秋
高 度		km 10.3	km 9.9	km 11.0	km 10.7
溫 度		-58°.3	-55°.6	-53.0	-55.0

此種原因，在氣象學至為重要，故近人研究者甚多。至大氣高層，測得最低之溫度，為零下八十五度。

(二十三) 地面氣溫依高度之變化 氣溫之海平高度訂正：凡測候所，同在地面，而高度不同，情形各異，其溫度變象變化之大，較在自由空氣中為甚。此種變化之因，若參之以上所說之變更週日週年溫度變象原因，即可瞭然。

但若計算其年平均，或月平均，則見附近地面各測候所，其溫

度依高度之變化，亦頗有規則。此種發現，有重要之價值，因可用以比較各地之溫度，而去其高度之影響，因其常能使其他公例不顯著也。

據試驗所得，則附近各測候所，地形相若，但高低不同，其溫度之遞減率，約每高一百八十公尺減一度，即一百公尺減 $0^{\circ}.56$ 。若欲比較各地氣溫，以表現各種影響，如緯度地形等，必須先去此高度之影響，即依每百公尺減 $0^{\circ}.56$ 之例，按其地距海平面高度，計算其應加于觀測度數之差。

設有測候所，高二百五十公尺，即用 2.50 乘 $0^{\circ}.56$ ，加之于在此所所測之度數，所得之數即可謂同在一地點之數，即謂不在二百五十公尺高之地，而同在海軻平面上也。此即所謂溫度之海平高度訂正也。在同一區域內，欲比較各地之氣溫，則此項訂正，為必不可少者。

茲為明瞭此種訂正之應用，列表如下，表中有六測候所，緯度各不相同，其實測溫度亦不同。

地名	緯度	高度	溫度	
			實測 $^{\circ}\text{C}$	訂正
Paris	$48^{\circ}.49$	58^{m}	$9^{\circ}.6$	$10^{\circ}.0$
Bâle	47.33	278	9.1	10.7
Nantes	47.15	40	10.8	11.0

Gênève	46.12	408	9.3	11.6
Puy de Dôme	45.47	1467	3.3	11.5
Clermont Ferrant	45.46	388	9.3	11.5
Lyon	45.41	174	10.5	11.5
Bordeaux	44.50	74	12.0	12.4

觀表中實測之數，無從爲求其結論，若觀其訂正之數，則可立見溫度依緯度自北向南而增，且 Gênève, Puy de Dôme, Clermont Ferrant, Lyon 四站，同在一區域內，雖其實測溫度，至不相同，而訂正後之溫度，均爲 11°5，則此 11°5，可以代表各地點在自 Gênève 至 Clermont Ferrant 區域之內，不在高度不同之點，而同在海平面之溫度。如此，則其他未經測定溫度之地，亦可以此推求。即知其海平面高度，用 $\frac{0.56 \times H}{100}$ 公式求其差，于 11°5 內減去此數，即該地之溫度也。

以上所言之每 100 公尺遞減 0.56 之例，只能適用於平衡年及折中季，（不甚熱不甚冷之年及季）據實測遞減率，夏速冬緩，其遞減率在 0.4（十一月，十二月，一月）及 0.7（四月，五月，六月）之間，且此數亦因區域不同而變異，但在高度不逾數百公尺者，其影響甚微，可以不計。若各地均在極高之處，

如中央亞細亞之高原，則不僅須訂正其海平面之差，且須擇一平面，與所測各站較近者，使其差不至過于八度十度，其原則固相同也。

(二十四) 地球面氣溫之分配，等溫線，週年等溫線：凡在任一區域，欲表示其地面溫度之分配，即在地圖上，將此區內某地觀測所得氣溫度數，載于某地上，而將其相同度數之點，用線聯之，即可得等溫線 Isotherms or Isothermal Line。圖中，圖中有至多之線，同一溫度，可以比較此方比彼方為高，或比較為低。依此，則觀圖即可瞭然于此區域內地面氣溫之如何分配。如所用之度數，為氣溫之實測數，則所成等溫線圖至為複雜，似地圖上之高低線，表示地形之高低，可見地之高度，大有影響，必須用上說之法，消去此影響，此所以凡製等溫線圖者，必須為海平面高度之訂正，方可以資研究也。

依研究之問題不同，等溫線所用溫度之值亦異，有為同時等溫線，有為一日，一月，一年者，或幾個月，或一季者。茲先論年平均等溫線圖，至于同時等溫線，留于論天氣預報時述之。最初為等溫線圖者，為 Humbolt. (一八一七) 後經 Kamtz (一八三一) 及 Mohlmann (一八四一) 修改，其始僅為一年等溫線圖。其後欲以等溫線，分別氣候，乃增夏季及冬季等

溫線圖。至 Dove 始作每月之等溫線圖，但觀測之數，在全球上，尙有數區至爲少數，或時間較短，其平均值，不甚可靠，是以有數處，此圖之製，不甚準確，此所以必時時修改。茲將最近所得之成績，作爲參考。設地球面爲純質的，而無高低之分，則週年氣溫之高低，僅與太陽所傳熱量之全量有關，氣溫之分配，必自北極漸增至赤道，而此等溫線，即依地球緯度而增減。但實際並不如是簡單，若考察等溫線圖，即見週年等溫線至爲不規則，其原因如何，可分述之焉。

- (a) 海洋與大陸之分配，海上之濕空氣，比陸上較乾之空氣，吸收太陽熱力爲大，所以到達海面之熱量，比到達陸面者爲小。一大部份之熱，達於海面，不能增海水之溫度，只足以蒸發海水。且海面溫度，亦受海流之調劑，此海流足以低減熱帶之溫度，（最熱）而增加近極海之溫度。（最冷）是以可證明在緯度四十五度以下，海上之氣溫，在相同緯度，較陸上之氣溫爲低，而四十五度以上，則間緯度之大陸上氣溫，較海面上之氣溫爲低。此種較差，在週年等溫線圖上，可見之。在熱帶內，二十五度等溫線，向緯度較高處，經南美洲，非洲，亞洲南部，而在大西洋太平洋，則甚近赤道。在北半球高緯度處，零度之等溫線，在洋面上昇甚高，如在太平洋，則過六十度，大西

洋則過七十五度，而北美大陸，僅及五十度，東亞大陸更低矣。

- (b) 海流與氣流：海流氣流常同方向，且常相附而行。如終年中或年中一大部分，有此兩流，由低緯向高緯，可使其經過處氣溫增高，此即同時為海流（海灣流）亦為氣流，自大西洋西南而向東北，即自美國向挪威。其 10° ， -0° ， -10° ，之各等溫線，提高至為明顯。使其向北，成拳形，（在大西洋及北冰洋）其冷流所生之反效果，即如 20° 及 25° 之等溫線，沿非洲西海岸，及南北大西洋，均折向赤道及美洲西岸，舊金山科魯之相似曲折是也。
- (c) 高度 凡同緯度之地，高原土空氣較輕，吸熱力亦較小，反之，低地上之空氣較重，吸熱力亦較大。高原日中收熱多，夜間散熱亦多。就緯度高低不同之處觀之，則在緯度低處，收熱多於散熱。故高原比其周圍較低之地，氣溫現有一比較的最高。圖中等溫線在墨西哥及美國西部高原之北折向北，即其明證也。至高緯度則效果相反。
- (d) 植物 凡有植物之處，則植物生機之化學作用，及其蒸發水汽，所需之熱量甚多，必吸收太陽一大部分之熱量，故其平均氣溫，比沙漠之地為低，如巴西及利直拉溫度之差是也。

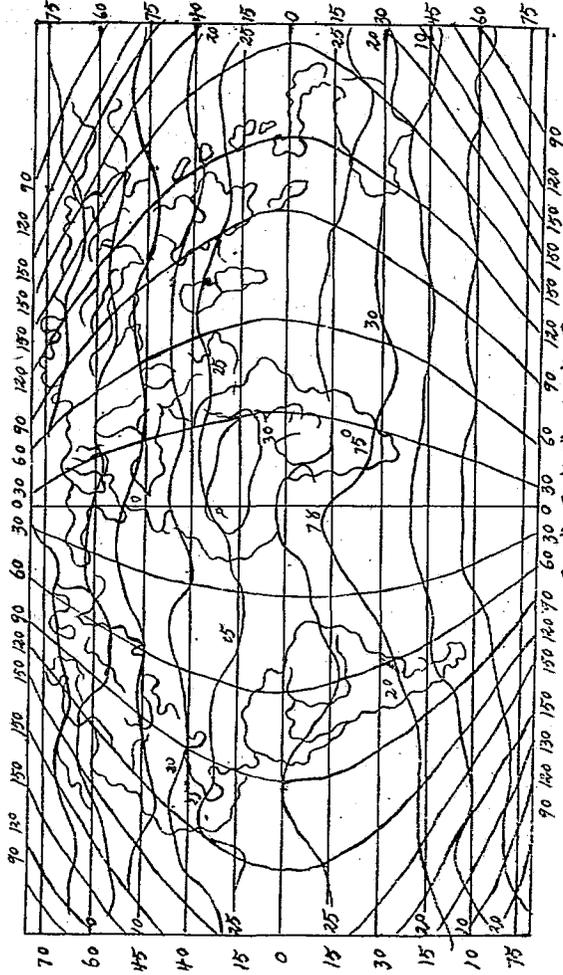
有上述種種原因，則等溫線之不整齊，可以瞭然矣。

用等溫線圖可以計算任一區之平均氣溫，如各緯度上之溫度是也。卽在某緯度上，取等距離各點之溫度，而計其平均數是也。

茲依上述之法，計算南北兩半球，每隔五度緯度上之平均氣溫。列表如下：其南半球只到五十五度爲止，因過此無觀測之確數也。至海洋上之觀測值，得於船上之觀測，近年來各船上均有氣象觀測，至岸時，卽報告於附近之氣象台，以供編輯。

此表之數，當然爲一種假定數，並無精確之價值，因有海陸氣候之不同，及海流氣流之混淆故也。惟觀其比較，則自赤道圈至四十五度，北半球同緯度之平均溫度，較南半球爲高，過四十五度，則相反之現象生焉。其不同之因，不在于太陽熱量，因兩半球全年所受之熱量相等，前已述及，有謂其由于恒風之故，南半球恒風少，北半球恒風多。但在赤道十度十五度處，此現象尙有可徵，因恒風自高緯度向赤道之氣流，北半球恒風之力弱于南半球，故南半球較冷。但此僅近赤道之附因，實則由于兩半球海陸分配之不平均。在相當之緯度，北半球陸地之比率，較南半球爲大。以上已云，自赤道起至緯度四十五度止，同緯度之大陸較海洋氣溫爲高，所以北半球之溫度較高，四

緯度	北 半 球			南 半 球			全年較差
	全年	一月	七月	全年	一月	七月	
0	25.9	26.2	25.5	25.9	26.2	25.5	0
5	26.1	26.2	26.1	25.5	26.1	24.9	+0.6
10	26.4	25.7	26.7	25.0	25.9	21.0	+1.4
15	26.3	23.9	27.9	24.2	25.7	22.6	+2.1
20	26.6	21.7	28.1	22.7	25.5	20.5	+3.9
25	23.7	18.4	25.0	20.9	24.7	18.1	+2.8
30	20.3	13.9	27.4	18.5	22.9	15.3	+1.8
35	17.1	8.8	25.8	15.2	19.3	12.4	+1.9
40	14.0	3.9	23.8	11.8	16.1	9.7	+2.2
45	9.6	-2.3	20.8	8.9	12.5	6.7	+0.7
50	5.6	-7.2	18.8	5.9	8.1	3.2	-0.3
55	2.3	-10.9	15.7	3.2	4.6	0.6	-0.9
60	-0.8	-16.0	14.1	—			
65	-4.3	-22.5	12.2	—			
70	-9.9	-25.5	7.3	—			
75	-13.3	-20.1	4.0	—			
80	-16.5	-32.0	(2.0)				
90	-20.0	-36.0	(0.0)				



環球週年等溫線圖

第十九圖

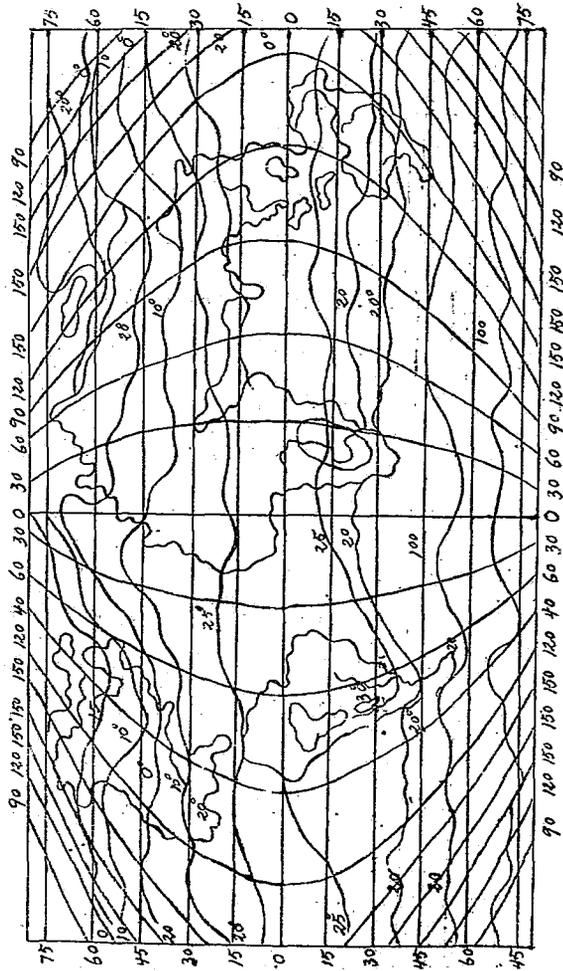
十五度以上，則相反，海洋平均氣溫較大陸為高，如此，則在同緯度上，南半球當比北半球為熱，此說甚合于用周年等溫線計算所得之結果。

依探極所得之觀測，而見近兩處極溫度之差，又須改更。南半球在相當之緯度上，仍比北半球為冷。如此可以斷言南極附近有一大陸，最近探極隊，固已發現南極有此大陸。

若用大陸與海洋分別觀測之值而計算：全球為陸，則赤道氣溫約四十度，兩極氣溫約零下三十五度，若全為水，則赤道約二十七度，兩極約零下十五度，但此數當然不能用，因零下十五度，水已結冰，其性質又不同矣。在此兩種球上緯度四十五度處，溫度同為十一度二。

依兩極探險結果，計算全球之平均氣溫為十四度三，北半球年平均為十五度二，南半球為十三度四。北半球所以較熱于南半球者，以自赤道至緯度四十五度，北半球平均氣溫高于南半球，其所占面積，已達 $\frac{7}{10}$ ，且自六十度上，尚較熱，僅四十五度至六十度，南半球蓋于北半球，然僅占地球面積十分之二耳。

√ 若于各經線上，取其溫度最高之點，用線聯之，則成一線，環繞地球名為溫度赤道，Thermal Equator 此溫度赤道上各



90 120 150 180 150 120 90 60 30 0 30 60 90 120 150 180 150 120 90

環球一月份等溫綫圖
第二十圖

點，溫度不相等，其在太平洋已過二十六度，至非洲則到三十度矣。在大洋，此線近地球赤道，太平洋中漸降向南，在大陸上則漸高向北，而在北半球尤為開展，蓋陸多于海，陸較海為熱也。故在墨西哥及印度，溫度赤道可達緯度二十度，而在 Sahara 尚過之。至此溫度赤道，與氣候之關係，後當及之。

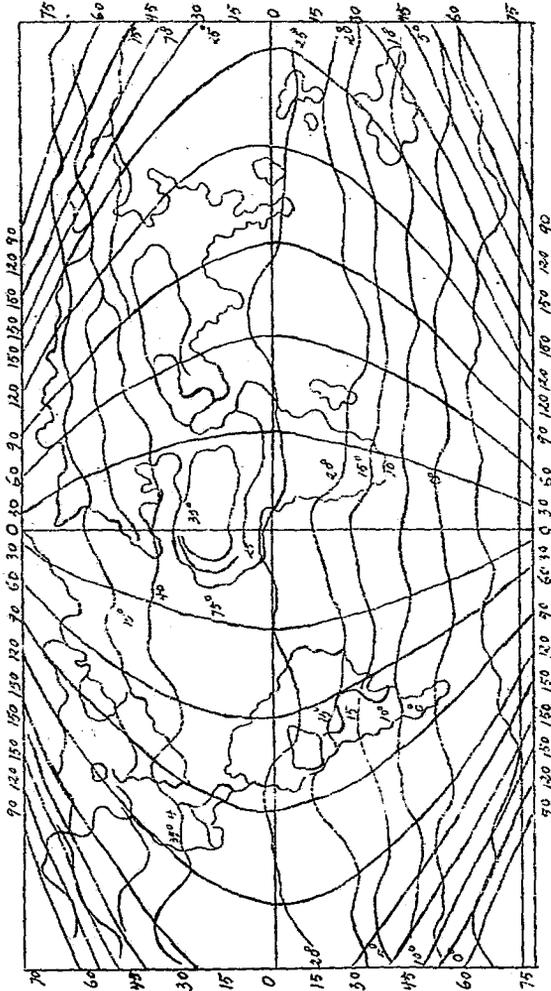
(二十五) 一月與七月氣溫之分配，週年溫度之分配，尚不足以顯一地溫度之變化，故必須有全年各月之溫度變象，如兩極端溫度月之平均溫度焉。(如二十圖) 一月中北半球零度等溫線，屈折至多，在大陸低向南，在海洋高向北。從 Lsland 南岸，向上少許，過七十度，至挪威南岸，既而沿挪威及丹麥，經德與黑海北部，由高加索橫貫裏海，及中央亞細亞，在此且下降至緯度三十五度下，出亞洲，過高麗及日本，上西太平洋，至 Aleoutien 群島，由 Alaska 海岸下降，向美國中部，以至北緯四十度下，既而過 New England 而上向大西洋至 Lsland。

在此線之北，各處溫度均在零度下，其最冷處，在等溫線—35 內，其對於極點之不整齊，至為顯著，此種不整齊，合之于其他地理原因，或可于北極附近發現新大陸，其地當在 Behring 海峽，居于西伯利亞及美屬北冰洋群島之間。或許在此大陸可

見地球最冷之點所謂冷極。以現在言，則最冷之地在西伯利亞之 Irkousk 北，其平均溫度可低至零下四十度（一月）以下，在 Irkousk 已低至零下四十二度，在 Voik hoiansk 零下五十一，二度（此地在北緯 $67^{\circ}34'$ lana 谷中）此地之地理情形，實足使冬季溫度特低，如在山谷之內，地勢自南向北，天氣晴朗，地面積雪，風之平靜等是也。在同一地點之高原，可以差至五度六度。

在一月：北半球各大陸，赤道圈外，均比海洋為冷；而在南半球則不然，因其正在夏季，故南美洲，非洲，澳洲三大陸，均比其周圍之海洋為熱也。在各緯度上，所遇一月變化最大之溫度，在北緯六十度七十度間，在寒帶內，自挪威海岸之 $+2^{\circ}$ 等溫線，至西伯利亞，竟低至 -45° ， -58° 。

七月間，北半球各地之溫度，均在零上，同緯度處，海較陸冷，有兩處之平均溫度在三十度以上，一在美洲墨西哥，及美國西南，一在亞細亞，中央亞細亞一部分，波斯亞拉伯之一部分，Soudan Sahara，最高逾三十五度，Algerie 之 Elgolea，距海高 386m，溫度為 $34^{\circ}8'$ ，若訂正海平面為 $37^{\circ}2'$ 。南半球正常隆冬，其零度之等溫線在緯度六十及七十度間。在此一月七月兩等溫線圖上，均可作溫度赤道，此赤道與太陽



環球七月份等溫綫圖

第二十一圖

運行同向，一月低向南，七月高向北，然以北半球陸地多，故溫熱赤道七月向北之運行，較一月向南舒展。

- (二十六) 溫度等距平線：關於研究地面溫度之分配，須去高度之影響，故為海平面高度之訂正。但若為其他之研究，則當須去緯度之影響，其常用之法，為于每年各時期，依學理定溫度依緯度變更之例，而以此法所得之各距等圈之平均溫度，與在該距等圈上各地點所實測之溫度，作一比較。但此時學理上之計算，尚不能實現，故只用等溫線圖，以為計算各距等圈平均溫度之用。觀上表(二十四)即見每隔五度緯度上之各平均溫度，以某地所實測之數，訂正高度後，與該地所經過之距等圈平均溫度相減。而得一差數，或為正，或為負，即該地在某距等圈，應有值之距平值也。如上表，北緯六十度之平均溫度，為 -0.8 ，而在此緯度有三地，Christrania Leningrade及Okhosk 其溫度為 $+5^{\circ}1$ ， $+3^{\circ}7$ ， $-5^{\circ}2$ 其溫度距平值為 $+5.0$ ， $+4.5$ 及 -4.4 則 Christrania 及 Leningrade 之距平值為正，而 Okhotsk 之距平值為負。即謂其溫度較所在緯度平均溫度，為高或低也。
- 如青島在緯度三十六度，查上表緯度三十五度之數，作為比較，

青島	全年 $11^{\circ}.8$	一月 $-0^{\circ}.8$	七月 $23^{\circ}.5$
三十五度	全年 17.1	一月 8.8	七月 25.8
距平值	全年 -5.3	一月 -9.6	七月 -2.3

若將各地點之距平值，用一地圖，分別載其數于各該地上，其距平值相同之點，用線聯之，即得DOVE所謂等距平線圖。

一月等距平線，在大西洋太平洋為正，而在亞洲及北美為負。且也，其絕對值甚大，如愛爾蘭及挪威間，其正距平值，竟達二十度，至西伯利亞，負距平值竟有過負二十度者。而在太平洋北及大西洋，亦有正十度，及負十度之溫度等距平線。

七月則在北半球正距平值在陸，負距平值在海，其實值，亦比冬季為小，其負距平值至 -5 ，亦甚少。（Davi 海峽及太平洋）而正距平值，過正五度亦不多，（亞洲中部及美洲），只美國西南至狹之區，有到 $+10$ ，所以溫度之分配，夏季比冬季為有規則。

以後尚可以見此溫度等距平線與氣象上其他現象有相當之關係，如氣壓即其最著者。

（二十七）極端溫度：關於一地之氣候，有必需明瞭之要素，為該地之極端溫度。但此數並非絕對界限，因有不能先知之原因，亦可使其超越此界也。故欲確定此值，非有多年觀測不可。

以青島言，極端最低爲零下十五度四，（民六年一月）極端最高爲三十五度九（民二十二年七月）以中國言，極端最低在北部，愛輝，零下45°.6，極端最高有到四十一度者，如重慶。全球之最高溫度區，在Sahara，其在低處者尤甚，可達+50°。此僅沙漠中之狹谷，風力不到處有之。若其他無草木之地，至50°者亦少也。熱帶海洋氣候之地，最高不甚高，最低亦不甚低，如Batavia極端溫度最高35°，最低-18°.9，相差不過十六度七耳。

地球上最低溫度在西伯利亞，最冷處爲Valley Leua及Iana之中，最低溫度爲-69°.8，此爲酒精溫度表所測，若用氫氣溫度表當爲-72，或更低。此與大氣高層之溫度，相去不遠，其最高溫度31°.5，差數爲101.0。其地冷季約有四個月，但天氣常晴，風靜而燥，故尙有人烟也。

- （二十八）溫度與植物之關係：以溫度對於氣候而論，則最堪供人研究者，爲溫度與植物生長之關係。此問題甚複雜，因植物生長，尙有他種原因，如雨量，濕度，晝長，空氣透明，土壤性質，及風向等是也。惟溫度固有之影響，亦自堪研究，以其對於各種植物之作用，有不同故也。
- 溫度之作用，可分兩種，一爲分配植物發生區，使此區內之植

物，不能移生於他區。一為在同區之內，可以變更植物發生之次序。

大抵植物在發生期內，須有一定之溫度，以助其生長，故其區域之分配，當與週年同溫度線或春夏同溫度度相同。是以海棗發生區之南界，其果之成熟，幾與其週年同溫度線之 18.5° 至 19.0° 適相合，而葡萄之界，則不同，似僅隨夏季溫度之分配而周轉，蓋必在四月至十月間平均溫度，高於 15° 之地，葡萄方克成熟也。

溫度太高，對於數種植物之害，與溫度太低同，故赤道之有界，正與兩極之有界同，如 *Sorbier des Oiseleurs* 不能生於夏季平均溫度過 19° 之地是也。然而熱地之空氣極燥，故有時不能決定植物不生之原因，為太熱歟，抑為太燥歟。

各種植物必有一致死之最低溫度，則其相宜之氣候，必其溫度不降至此界。冷期之長短，亦為大原因，故有植物可因 (-10°) 之久冷而死，而遇忽來之 (-15°) 而不死者。

植物受冷而死，固因水分凝結之壞其組織，然僅溫度之下降，亦足為致死之原因，故在溫室中，所種數種之植物，溫度僅降至 $+10^{\circ}$ 或 $+4^{\circ}$ 而已死者有之。

溫度既因高度而減，則上山漸高，植物之性質，亦漸變。是以

在中央瑞士八百八十公尺，大麥不能種，九百七十公尺以上，多尖樹 Houx 不能生，千三百五十公尺以上，山毛榉 Hêtre 亦不能生，千七百三十公尺以上，只有小樹，再高只有小草，再高只有苔，最高之處，則童童焉。且嘗見寒帶高山之草木，其形與極園所生之草木相似，是以亞爾伯 Alpe 山與方達山 Ventoux 所有之樹木，與附近平原上所有，大不相同。

今試就一種植物而論，在其生存區域內，則依地點之不同，而發生之次第亦異，如冬季大麥之收穫期，自南而北，可差至數星期，惟此期又因年分之不同，與情境之異而變。且高度亦有大影響於生葉開花成熟之期，大抵每高百公尺，可使遲緩四日。

此種變象，欲明析之，須先明凡一種植物，必需一定數之溫度，方克完全其發生次序。是以計算自始生至成熟，每日之平均溫度之總數，即得應有之溫度數。惟依各方面觀測，凡一種植物，必有一起點之溫度，方克發生，故此種計算，須從此溫度計起，而非從零度計起。是以大麥發生初期，為溫度過 5° 時，而其成熟日期，為溫度總計等於 1300° 時，而海棗自發生至成熟溫度，必自 19° 至 5100° 時。

此種算法，所得之數，亦每年每地各有變遷。是以曾讓用每日

陽光下最高溫度之總數，以代每日平均溫度之總數。然此數亦每年每地有不同，故此總溫度，與植物之發生，亦無絕對之關係。蓋植物之發生現象，極複雜，其原因已如上述，不僅溫度而已。尚有濕度光線晝長等是也。如在瑞典南方。春種大麥，自下種至於成熟，須一百十七日，而在拉布尼 Laponie 雖溫度最低，只須九十五日也。可見大麥自下種至成熟所須總熱度在拉布尼較之瑞典為小，其拉布尼植物發生迅速之第一原因，為光線之足，第二原因。為晝長。蓋瑞典南夏季晝長至多只十八小時，而在拉布尼（北緯 70° ）則夏季有兩月之長，太陽均在地平上故也。

溫度對於飛鳥之移住，昆蟲之發現，冬伏動物之復生等、均有影響，亦須為之研究，惟以上所述，均足為研究此問題之用，茲不贅。

第三章 地溫與水溫

- (二十九) 地溫週日與週年之變象：測地溫者，大概均按所測之深度，開一直洞，置一鐵管于此洞中，而以溫度表，墮至其底，按時取出，測其溫度若干，即該地層之溫度也。若地層之深，在四十公分以內，則可以直接以溫度表測定之，此表之球，多為大球形，其入土之部分，等于地層之深，而露在空氣之部份，最

好爲橫平的，附于地面，俾外界之影響較少。若測地皮溫度，則用尋常溫度表，橫置于地面，其球上須鋪一薄層之土。

地面溫度，因受太陽熱及夜間散熱之影響，週日之變象，較空氣溫度爲大，空氣本身，吸收率與發射率極微，其增熱與散熱亦甚少，其週日變象之大部份，多由其本身與地面熱量之交換。

地面溫度最低時間，在太陽上昇時，最高時間，約在十三時，略前于空氣最高時間。

地面上土壤性質，與其增熱率有相當關係，若乾而傳熱率不良之土壤，則其因太陽之增熱加強，故如沙漠之地，若不受風，而曝露，其溫度可達七十度乃至八十度。北京地面最熱可達三十六度，青島最熱可至三十五度，若至夜間，則地面溫度，常較空氣溫度爲低，大抵空氣與地面最低之差，比最高之差爲小，但至冬季，則積雪之地面，因雪不能傳熱，而發射率強，故地面溫度，有時比空氣溫度，可低十五度。

若深入地層，則按深度之不同，而週日週年之變象，均有不同。地層愈深，週日週年之振幅漸小，而最高最低之時期亦漸遲。地內之傳熱，可先以學理爲之解析：設地球爲純質，溫度按時間之振動，與鐘擺之振動同理，卽單振動也。茲依學理定下

列三律，與觀測成績完全相同。

第一律 振動之振幅，依等比級數減，其深度依等差級數增。設在地面週日之振幅為十六度，(此為各種地面實測之平均差)而至十二公分深，其振幅只有一半，即八度，若倍其深度，為二十四公分，其振幅只 $\frac{1}{4}$ ，即四度，若三倍其深度，為三十六公分，其振幅只 $\frac{1}{8}$ ，即二度，若四倍其深度，為四十八公分，其振幅只 $\frac{1}{16}$ ，即一度。餘可類推。由此推之，至一公尺深，其振幅只有百分之一度，若至一公尺三十深，則極微矣。

第二律 最高最低時間之漸遲，與深度有比例。即以上例為證，深度至十二公分，振幅減一半，而所測最高最低時間之遲期，為地面週期 $\frac{1}{6}$ ，即 24% 等於 2h.40m。如地面最高在十三時，則至 0m12. 為 15h.40.m，若按第二律，則至深 0.m24. 其週期加倍，即 5.h20.m，當在 18h20m，以此類推，若至深度四倍半，即 0m.54. 其遲期當 $\frac{24 \times 4.5}{9}$ ，即 12h。可見至 0m54 深，其最高時間比地面差半期，即最高生於其最低發生期，最低則生最高發生期，故振動經達深五十四公分，須十二小時。

第三律 凡振動時期之長短不同，若深度與其週期時間之方根有比例，則各振幅亦按相同之比例遞減，而其最高最低之遲緩

期亦然。若其所測之深度與振動周期之方根有比例，則最高最低期之遲緩，亦與各振動週期之分數同。

設在一地，測其各深度之週日及週年溫度振動。此兩期之長短不同，而一年為 365.24 其方根即當為 19.1。依上例，至 0m12 深，週日之振動振幅^減一半，則按第三律，至 $0m12 \times 19.1$ 之深度，即 2m292 減一半，至 4m58 減四分之一，以此類推，而最高最低期之遲緩，至 0m.12。為 $\frac{1}{6}$ ，則其週年之遲緩期，即四十六日六，其深度為 2m292，而至 10m3。當後半期，即六個月矣。

凡一地，其遲期與減度之比例，依地之傳熱性及其熱率而定，但一次測定之後，則按上述之定律，可用以計算各深度之減度及緩期。

實測之數，與以上所舉之例相差不遠，如在 Bruxelles，所測地面溫度變象，最低平均期為一月三日，至 3m.9 深為四月十二日，至七公尺八深，為六月十四日，最高期在地面者，為七月二十日，至三公尺九，為十月九日。七公尺八，為十二月十二日，則至七公尺八深，其週年變象遲期約五個月。

依上列諸律觀之，則週期愈長者，其溫度振動之傳播傳達愈深，週年之振動振幅相同，可傳達至於週日十九倍之遠。設以一

百年計，當遠於週年十倍，遠於週日一百九十一倍。所以較速之振動，其抵消也亦速，若至較深之深度，則只有較長期之振動，方可達到。

若地面積有不傳熱之物體，則溫度振動之傳達亦難，因其阻止太陽熱之增熱及其夜間之散熱，此在草地及雪地多見之。

(三十) 不變溫度層 溫度因深度之增加，

按上所說，地內溫度，週日週年之變象，抵消至速，至相當之深度，則只有長期之振動，如一百年週期振動是也。是以在長時間，溫度似乎常定，此層以下，不見週年或週日變象，此即所謂不變溫度層。

不變溫度層之深度，依地之性質，及地面溫度週年之振幅而定。

在熱帶各地，地面溫度之變幅甚小，則其不變溫度層，自較溫帶各地為淺。Boussingault 云，在北緯十一度，南緯六度之間，此層不及一公尺，此大概為最淺之層，在印度及Trevandum 此層約深十五公尺，溫帶各地，大概深二十公尺，熱帶深五六公尺。

至不變溫度層之下，各層溫度常定，但依深度而遞增，其遞增率，則依地之性質而不同。大概每三十至四十公尺增一度，平均每三十三尺增一度。但依深城層之觀測，似乎溫度之遞增，

與深度無準確之比例，深度大者，其遞增較緩，此與熱之傳播率相合。如在 Postom 二十七公尺深，溫度為九度，不變溫度層，即自此始，但至深 628m 為 33.°0，深 942m 為 43°0，1269 公尺，為 48°0，如此則在 27m 至 628m 間，每二十五公尺增一度，628m 至 942m 間每三十一公尺可加一度，942 至 1269 公尺間，每六十四公尺加一度。所謂地溫率，*Degres géothermique* 即應深若干尺，可增一度之比率也。

此地溫率之變化甚大，即在附近之地亦然，其原因如何，尚不能解釋。此率最大為 Neufen 之礦，在二十九公尺為 13.°8，至三百三十八公尺，為 38.°7，約每十一公尺增一度。其理由如何，當然在於地質，無從加以解釋也。

但按三十三公尺增一度之率計算，則至三千三百公尺，可達一百度，若至四萬四千公尺，可溶化玄武岩 Basalt 但去地半徑尚遠也。

與地面相近之地層，其平均溫度較空氣之平均溫度為高，至一公尺深，其所高約一度，惟此數隨地不同，若其地冬季積雪甚厚，因雪能阻止冷氣滲入地中，故其差更大。如 Upsala 所作三年觀測則見空氣溫度平均四度五，深六十公尺，平均為六度六，此差完全由冬季之差而來，因冬季地溫為二度一，氣溫

爲二度五，夏季地溫爲十一度二，氣溫爲十一度五也。

在氣溫平均溫度，多在零下之區，其深度常至極深處，終年凝凍，只夏季地面薄層解凍，以便植物生長。如 Irkourk 其平均溫度爲 -11.2° 其地內深十二公尺，溫度爲 -7.6° ，須至一百九十公尺，溫度始能到零上。

(三十一) 泉水，江水，湖水，之溫度泉水溫度之測定，不在泉流，而在泉源。常無週日變象，即週年變象亦甚微，可謂無變差。其度數有比空氣溫度高者，有比空氣溫度低者，井水之溫度亦然。泉水源流，若爲雨水下滲，則源爲冬雨者，較空氣溫度爲低，源爲夏雨者，較空氣溫度爲高。泉水出於高山之根者，溫度多較空氣溫度低，以其來源爲積雪之溶化，或爲高處冷地之雨水。泉水來自深地層，多較熱，以地層深處，每三十至四十公尺增一度也。

江河之水，週日溫度變象甚小，即在水面亦然，以其水常流不息也。惟其週年變象，與空氣溫度相似，亦有頗大之振幅。河底與河面無大差異。

河水平均溫度，常較空氣高，約二度上下。因時令而異，二三月微低，七八月微高。河水溫度之高低發生期，較緩於空氣，其底與面相同，以水之性質，對於光射爲透明，暗射爲不

透明。故水之聚熱，如暖氣房焉，光線經水射入，而烘其水底之物質，一旦吸收，即成爲暗射線，不經水而散，故傳之於水，是以河水常比空氣爲熱也。冬天河水結冰，溫度約爲零度，冷期愈長，冰層愈厚，而其時之空氣溫度，可以降至極低，則河水溫度，仍較高於空氣，且不只二度矣。

有時地底之水，滲入河窟，而河水之溫度不變，是以有數河流，受地底泉水之灌注，溫度常同，即嚴冬亦不凍也。

在不活動而極深之湖，其夏季溫度，自水面減至水底，因不動之故，水之密率，自面漸增至底，即有時水面溫度高於四度者亦然。至冬季，水面降至零度，其底仍爲四度，則自面增至底，但底之溫度，均爲四度。至淺湖，其情形亦大概相同，惟底之溫度，不常爲四度。以其凝結與否而定，即按湖之深淺而定也。若湖有泉，則溫度變化當與河水相似。

(三十二) 海水溫度週日與週年之變象，海流：海水亦受太陽熱而增高溫度，夜間散熱，溫度亦降低。但水之性質，吸熱緩散熱亦緩，故其週日之變象較大陸小，而最高最低期亦較遲，其振幅過一度者甚少。有時以海潮及特殊天氣影響，且不甚明顯。據海洋學者，在海面之觀測，其差在 0° — 1° 之間。但近海岸之海面，差或較大，如膠州灣，冬季西北風時，其差可達 3° 。

至週年變象，則因週年各季，受熱散熱之不同，而發生相當之變差，海面溫度，週年變象，與大陸略同。但其振幅亦不甚大，而其最高最低期，則均較大陸為晚。至北半球北緯十度以北，週年大陸最高在七八月，最低在一月，海岸則最高在八九月，最低在二三月，約後二十餘日。至南半球緯度十五度以南，亦為一最高一最低，但時間相反耳。在赤道則亦如大陸，有兩最高兩最低，（原因詳氣溫）茲列兩表如下，以示海溫週年之變象。

（一）北太平洋面週年海水溫度一覽表

北太平洋區週年海水溫一覽表

緯 度	北 洋 區											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
55°	4.4	3.9	3.9	4.0	5.3	7.1	9.8	10.9	11.0	8.8	6.4	5.3
50°	4.5	3.8	4.0	4.4	5.5	7.3	10.1	11.8	11.5	9.5	6.8	5.3
45°	7.6	5.5	6.9	6.5	8.9	10.2	13.4	16.1	15.8	14.3	10.2	9.2
40°	12.6	12.2	12.6	13.2	14.0	16.3	18.8	20.9	20.4	18.7	16.5	14.1
35°	16.0	15.5	15.5	16.0	17.4	19.3	21.4	23.1	22.8	21.2	19.7	18.0
30°	18.9	18.4	18.9	19.5	20.3	21.7	23.6	24.1	25.1	24.3	22.7	20.8
25°	21.9	22.0	21.9	21.8	22.6	23.5	23.8	24.9	25.5	25.4	24.3	22.7
20°	24.3	24.9	24.1	24.0	25.1	25.1	26.4	27.7	26.0	27.6	26.7	25.4
15°	26.3	26.4	26.8	28.1	28.4	28.4	28.1	28.7	28.1	27.7	27.7	27.0
10°	27.4	26.8	26.8	27.1	27.2	27.9	27.0	27.9	27.3	27.3	27.5	27.1
5°	28.3	26.6	27.5	27.2	26.8	28.1	27.4	27.7	27.2	27.1	27.2	27.3
0°												

寒 凍

北太平洋與沿岸各海海水溫度週年變化比較表

緯 度	北 緯	北 太 平 洋		沿 岸		各 海		海 名
		1	8	較差	1	8	較差	
45°		2.8	11.8	8.0	-1.3	18.4	19.7	日 本 海
40°		5.5	16.1	10.6	1.7	20.5	18.8	
35°		12.2	20.9	8.7	1.5	24.9	23.4	渤 黃 海
30°		15.5	23.1	7.6	9.8	26.4	16.6	
25°		18.4	24.1	5.7	16.2	28.0	11.8	中 國 海
20°		22.0	24.9	2.9	18.1	27.8	9.7	
15°		24.9	27.7	2.8	23.8	28.6	5.0	國 海
10°		26.4	28.7	2.3	25.6	28.0	2.4	
5°		26.8	27.9	1.1	26.1	28.2	2.1	海
0°		26.6	27.7	1.1	27.0	28.3	1.3	

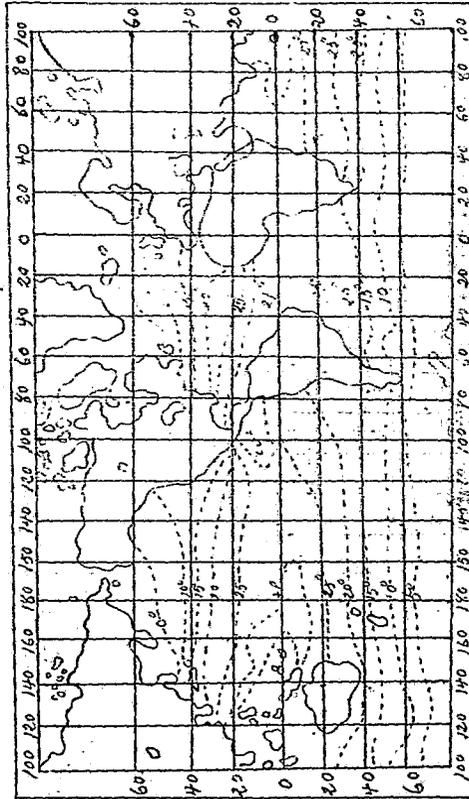
(二)大西洋週年海水溫度一覽表

大西洋面週年水溫一覽表

地點緯度	月												週年平均	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
Lisbome	45° N.	13.0	12.0	12.0	13.0	14.0	16.0	19.0	19.5	18.0	17.0	16.0	13.0	7.5
	40°	15.5	15.0	14.5	15.5	16.5	19.0	20.0	20.5	21.0	20.5	18.0	15.5	6.5
	35°	17.5	16.0	16.5	17.2	18.0	20.5	21.7	23.5	22.5	22.5	21.0	18.0	7.5
Comaries	30°	20.5	16.5	17.5	18.5	21.0	21.5	22.5	24.0	24.5	22.5	22.5	21.0	8.0
C. Bolador	25°	19.0	18.0	19.0	19.5	21.5	22.5	22.8	23.2	24.0	24.0	23.5	18.5	6.0
C. Rione	20°	18.0	15.5	17.0	17.5	18.5	18.5	20.0	22.0	24.0	21.5	24.5	18.5	9.0
Dokor	15°	24.0	22.0	21.0	21.0	23.5	26.0	28.0	28.5	28.5	28.5	28.0	24.0	7.8
	10°	26.5	26.5	26.7	24.0	26.0	27.0	27.5	27.8	28.0	28.2	27.8	27.0	4.2
	5°	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	27.0	1.5
	0°	25.5	26.0	26.5	27.0	27.0	27.0	26.5	26.5	26.5	27.5	27.0	2.0	
	5° S.	26.5	26.0	26.0	26.0	26.0	26.0	26.0	26.0	26.0	26.0	26.0	1.5	
Peronbues	10°	26.2	26.2	26.5	26.5	27.0	26.5	26.5	26.5	26.5	26.5	26.8	1.0	
Bahia	15°	25.2	25.8	26.0	26.2	25.0	25.0	25.5	25.5	25.5	25.5	26.5	2.0	
Abrolhos	20°	24.0	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	26.5	3.0	
Rolaneiro	25°	23.5	24.5	24.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	26.5	4.0	
	30°	23.0	24.5	24.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	25.5	26.5	5.0	
	35°	19.0	18.5	18.0	17.0	15.0	13.0	12.0	13.0	13.0	15.0	18.0	20.0	8.5

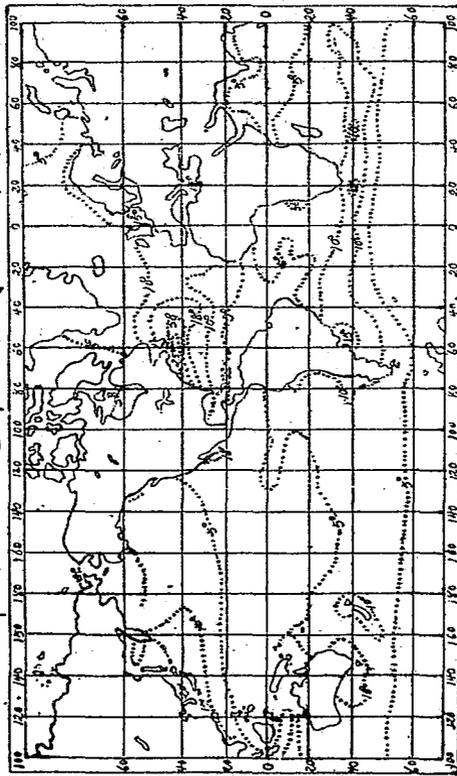
海水溫度週年變差之振幅，雖依海洋之位置形勢及海流種種關係而不同，但其大概，則熱帶及寒帶較小，同緯度則南半球之海洋較北半球之海洋為小。全球海洋溫度週年變差，最大之區，約在北緯四十度左右，可差至十度。觀洋面水溫週年較差等差線圖，內海及沿海，則以受大陸影響，及海人寒暖之關係，其海溫週年變象，常較遠洋為大。觀北太平洋及其西岸沿海週年海溫變差比較表，即可瞭然。

洋面水溫週年平均等溫線圖



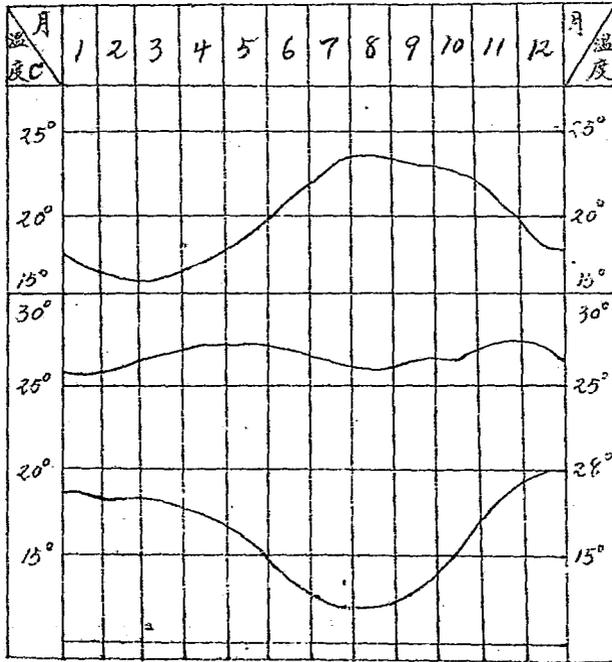
第二十一圖

洋面水溫週年較差等差綫圖



第二十二圖

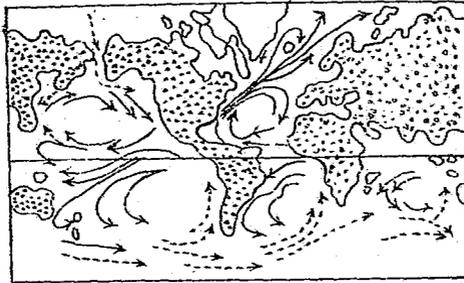
大西洋週年水溫變差圖



第二十三圖

海水深處不甚活動，而在海面，其運行頗有規則，即所謂海流是也。但其深度，現尚無確數，可自數百至千公尺。其發生原因至多，有謂極與赤道海水溫度不同，冷者下沉，熱者上升，

以成海流；有謂兩極與赤道，海水之蒸發量不同，故其所含鹽量差異，因密率之不同，而生海流；有謂因地球旋轉之機械力發生；有謂因大氣運行，摩擦海面，風力挾水而行，遂生海流。大概此種種原因，均相附而成，而氣流之運行，或當為其主因。茲舉大西洋及太平洋一二海流，以其對於氣候有相當之關係也。



第二十四圖 海流圖

大西洋北熱帶一部，海流運行，自東而西，即東海流，遇南美洲海岸，及 Antille 羣島，即分為兩支，一支上向西北，入墨西哥海灣，出 Floride 及 Bakama 羣島間，經 Floride 運河，河道甚窄，故海流速度甚大，即成所謂海灣流。Gulf Stream 又上向北折向右，至合于過 Antille 海岸之支流後

，即成西南流，既而轉西，至大西洋緯度三十度與四十五度間，又分爲兩支，一支上向 Scotland 及 Island 間，而沒于北冰洋。一支下折而右，經歐洲，非洲沿岸，遂漸成西北流，北流，東北流，及至合于熱帶流時，即成爲東流。所以大西洋海流，成一完全圓周，自左而右，中心在 Agore 之西南，其處有一處平靜之區，即 Sagasse 海也。大西洋海流，循環一周約須三年，其熱帶東流自非洲至 Antille 羣島者，每小時速率約一公里，其出墨西哥灣，經 Floride 運河者，其速率約每小時六至八公里。

海灣流斜向東時，左方北美海岸，爲寒帶之流區，此寒流自 Baffin 海下降，名爲 Labadore 海流，下流經坎拿大及美國沿岸，而達于 Hettera 海角，乃下沉經海灣流之下，而沒于大西洋。北太平洋海流，爲赤道海流，在太平洋北部，處于北緯二十度至十度間，其深度至大，其範圍達菲律賓北端，其運行方向，多自東而西。

其近夏至線者，有一部分，仍回向菲律賓羣島，其一部分因沿中國海岸，自北而南，有冷海流經過，赤道海流變更方向，有一支折向北，至北緯三十度處，分爲三支，一支名爲黑潮，因其色帶藍黑而燧故名，近緯三十度處，折向東北，東經日本之

南岸，而分一小海流，向東北達 Behin 海。但大部分之海流，因地球旋轉及亞洲北部與北美地形及伯令海太淺之關係，折向東至近北美洲，又折向東南成一循環進行，與其發端之赤道海流相合。一支近緯度三十度處，折向東北入朝鮮海峽，達于日本海，而沒于樺太島之西南。第三支向北行，近朝鮮西岸，又折向南沿中國海岸，如冷海流至北直隸海灣，及黃海北部。其溫度頗低降。

冷海流亦有三支，多發端于 Hokensk 海之東北部。第一支向南行，沿堪察加半島之西岸，至近半島之南端，另有冷流，自冰洋來，先從堪察加半島之東岸經過同向西南行，繞千島羣島北海道之東北岸及南而行。

第二支流，其源在 Hokensk 海，東北沿行樺太島之東岸直達 Cap of pacience 第三支冷流，其源在 Hokensk 海之西經黑龍江江口，向南而西南直達朝鮮海峽。

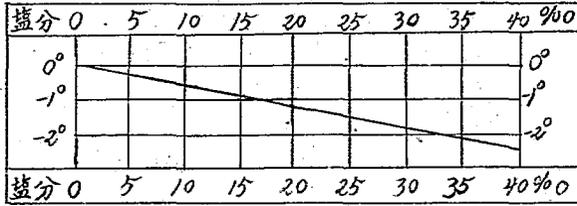
海流作用，最足注意者，為能調劑氣候之經濟。依海流溫度之高低，能使其所經過之陸地，溫度增高或下減。如海灣流引赤道熱流直達北歐，如 Norvegei, Zemlia 及 Siberia 海岸，而挪威海岸，且因有熱流冬季不凍，可以航行。其同緯度之瑞典海岸，則因受 Baltique 海水所灌注，冬季全凍，不能航行。

。設此海灣流流行之時，稍有偏曲，折而向南，則歐洲北部及西北部，將有多處，因冷而不能居住，而南部及西部，則又過熱矣。膠州灣威海衛冬季不凍，亦以有赤道熱流經過之故。在熱帶與熱帶附近，則以熱流與低地相觸，而生珊瑚。在大洋中，若在冷熱流相遇之處，往往因溫度之驟變，而多數之小生物被毀，成為魚類之飼養所。凡言漁業者，皆知紐沙蘭海灣流與拉巴陶海流相遇之處，與日本之黑潮與親潮相遇處，為富有魚產，此均海流影響之大者也。

(三十三) 海冰：通常之水，至 0° 即凍結成冰。海水不然，因含有鹽分，故海水溫度，必至零度以下，始能結冰，其凝結點，則由所含之鹽分而異。平均約零下二度，附圖即以示海水結冰點，與所含鹽分之關係，如鹽分為千分之二十，其結冰點為零下 1.2° 。若鹽分增至千分之四十，則其冰點降至零下 2.3° 。通常海水鹽分約千分之三十五，故其冰點約零下 2.0° 。至結冰時，一部分之鹽與水分離，大部之氯化鈉， NaCl 仍為液體，(母水)與其相結者，僅有硫酸鹽。

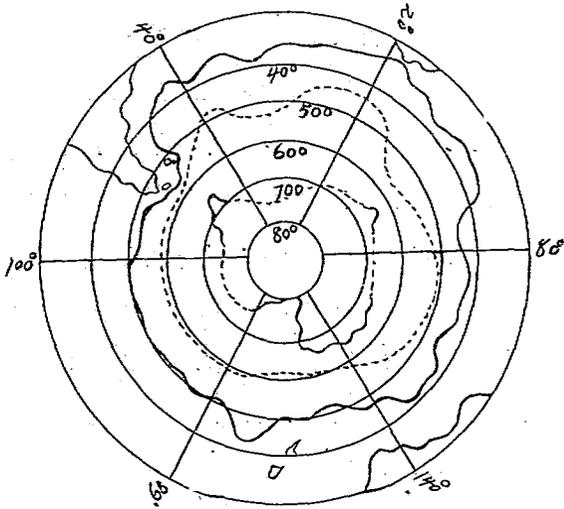
當其凍結之初，先於海面生一種冰花，繼續凍結成為薄冰層，再漸次延展增厚，成為冰灣或冰野；在冰洋區域，其面積可達數百公里，其厚度則冬增夏減，冬季所成之冰，比夏季所能溶

海水冰點因鹽度變差圖



二十五圖

化者為厚，是以終年均有冰塊；厚約二公尺至四五公尺，鮮有加厚者。其原因有二，（一）冰為不良導熱體，上層寒氣既不侵入，而低層水溫亦不放出。（二）海水上層凍結，下層鹽分增高，故冰點亦下降，若冰下有急流，因有摩擦之故，尚可減其厚度。至冰厚增高之速度，據一般之調查，若溫度在 -5° 百日本可凍結至七公寸，二百日可增至一公尺，若溫度在 -20° 以下，則百日可厚至 1m42，二百日至 2m01，三百日至 2m42。其始甚速，繼乃漸緩，總之一年間，凍結之冰層，罕過二公尺者。惟在兩極洋面，因累年之凍結，及冬季之影響，熱漲冷縮之關係，冰層常破裂，下層之冰，自裂隙流出，復結于上層，而成凸凹之狀，其突起部，有時能高至十公尺。Geoge Nareo (1894年)



南半球冰區圖 第二十六圖

~~~~~ 冰山最北極限

----- 流冰最北極限

謂，在格林蘭之北，見有厚 150 呎之冰。但 Nanson 三年間 (1893—1896) 之調查，從未見若是之厚冰。風力浪力與海流之力，不時分解冰塊，此冰塊隨寒流下行，即成所謂流冰。熱季之時，北冰洋之冰塊，為寒流所狹帶，向低緯度處流，而漸溶

化，其流至何處爲最低界，則依時令，區域，冰之厚薄，及海流而定。此流冰之方向，即可以明瞭寒流之方向。依實測，大西洋北，流冰可至緯度四十度，因歐陸沿岸有熱海流，其界只到緯度六十二度，南大西洋亦然，流冰流至緯度三十五度，至好望角附近，爲熱流所沖而返。

最難解決者爲溫度至何度，冰始全溶，以其不僅與海面溫度有關，實與冰塊之大小，海流之速度有關。有謂至等溫線二度處，卽爲流冰界，但在溫度高處，亦常見之，不過此冰之厚，不盡爲海洋之凍結，或爲格林蘭冰川下流，或其附近地點所成之冰較厚，所謂冰山 Iceberg 是也。

(三十四) 海底溫度及海水溫度之垂直分配：海水亦受太陽熱量而熱，

海水愈深，所受太陽熱力愈微，故距海深處，其週日週年之變象，幾不可見，其僅有之變象，亦海流之影響也。

以上已云，湖水溫度，冬季水面溫度低於水底，以水底密度，仍爲四度。至海水則不然，因其密度依鹽分而變，最高密度之溫度，當在 $-3.7^{\circ}$ 至 $-5.3^{\circ}$ 之間。已至結冰點下(觀上節)故海水必至溶解過度，方有最高密度，此在天然界中，所不易見之現象，故海水溫度，自海面減至海底。

此例之有例外，自無疑問，蓋溫度之外，其鹽分與密度，亦依

深度而變也。是以溫度依深度漸低之例，只適用於海水自面至底含分不甚差異之海，因極鹹之水層，可在較冷而不甚鹹水層之下也。

茲就海溫依深度而減(即垂直變化)論之，海水溫度，近表層者低減為大，漸深則漸小。夏季太陽熱力大，其依深度之差亦大，冬季則較小。但此種變差，因海洋之位置及形勢，亦各不同，分別說之如下：

內海，內海分兩種，(甲)全閉而不與外洋交通之海，其水常靜止不動，各水層依密度之大小而排列，密度小者輕，則浮于上，大者重則沉於下，故內海冬季自面至底所差甚微，或常相同，夏日海溫仍自面減至底，亦近表層為大，漸深漸微。惟鹽分大之海，情形略異，如黑海，則夏日表面海溫度  $24^{\circ}0$  至  $75^{\text{m}}$  深，為  $6^{\circ}9$ 。而至  $200^{\text{m}}$  深，增高為  $9^{\circ}0$  以達于底，以密度自上向下，故有此現象，已見上述。

(乙)以海峽與外洋交通之海，謂之通海。則溫度仍自面漸減至與外洋與峽同深處之溫度為最低，再下則均係此度，以至海底。地中海即一明證，其與大西洋相通之海峽，為 Gibraltara，峽底深為三百六十公尺，大西洋  $360^{\text{m}}$  深處，水溫為  $12^{\circ}8$ 。地中海水溫，自面減至峽底，其最低亦為  $12^{\circ}8$ 。直達海底，均為



熱帶洋與溫帶洋：此兩帶大洋，以有海流，故常流動，但至二千公尺，流動似已停息。故水溫自面漸減至二千公尺處，至2000公尺下，即變動甚微，茲列一表為 Prince de Monaco 1904夏季，在北大西洋所測之深水潛溫度，觀此表，即可見水溫垂直變差之大概情形，自水面至100公尺，其水溫低減甚速，約六度至九度，自100公尺至200公尺，約一度至三度，200公尺以下更緩，2000公尺以下，每百公尺僅減十分度之一二，或等干零。

北大西洋海水各深度水溫表

| 北緯    | 44°34' | 45°27' | 44°43' | 31°06' | 31°46' | 32°18' | 33°06' |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 西經    | 4°38'  | 6°05'  | 6°24'  | 24°06' | 25°01' | 23°58' | 25°07' |
| 溫度 °C |        |        |        |        |        |        |        |
| 深度 m  |        |        |        |        |        |        |        |
| 0     |        | 18.8   | 19.0   | 25.5   | 25.1   | 25.6   | 24.8   |
| 50    |        | 17.2   | 17.8   | 18.9   | 20.9   | 19.4   | 24.5   |
| 100   |        | 12.5   | 12.5   | 16.5   | 17.9   | 17.8   | 18.4   |
| 150   | 11.4   | 12.0   | 12.1   | 16.0   | 17.0   | 17.5   | 17.6   |
| 200   | 11.7   | 11.5   | 8.9    | 15.0   | 17.0   | 17.0   | 16.8   |
| 500   | 10.7   | 11.4   | 11.2   | 13.5   | 12.0   | 12.8   | 12.8   |
| 1000  | 9.8    | 9.9    | 10.0   | 8.0    | 8.8    | 9.5    | 9.5    |
| 1500  | 6.3    | 6.6    | 6.6    | 6.1    | 6.2    | 6.5    | 6.8    |

|      |     |     |     |     |     |     |     |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 2000 |     | 4.3 | 4.2 | 4.0 | 4.2 | 4.8 | 4.8 |
| 2500 | 3.2 | 3.0 | 3.9 | 3.0 | 3.6 | 3.9 | 3.8 |
| 3000 | 2.8 | 3.2 | 3.9 | 3.3 | 3.0 | 3.4 | 3.0 |
| 3500 | 2.7 | 1.8 |     | 2.8 |     | 3.0 | 2.8 |
| 4000 |     | 2.5 |     | 2.8 | 2.5 | 2.8 | 2.8 |
| 4500 |     |     | 3.9 | 2.4 | 5.5 |     | 3.0 |
| 5000 |     |     |     | 2.6 | 5.5 | 2.7 |     |
| 4723 |     | 2.4 |     |     |     |     |     |
| 4805 |     |     | 3.1 |     |     |     |     |
| 5423 |     |     |     |     | 3.0 | 3.0 |     |

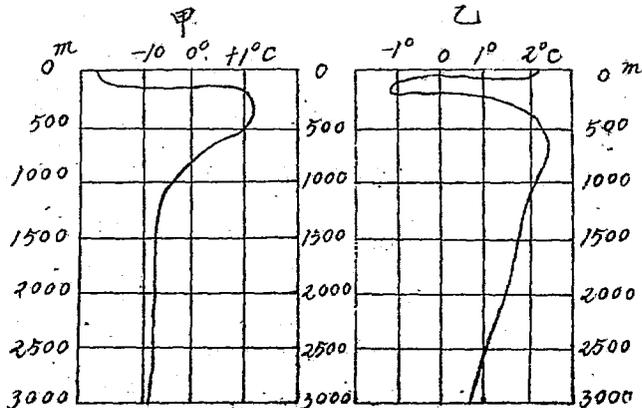
近來海洋學者，對於大洋深水溫度之測量日多，Challenga 觀測隊，合全世界之觀測值為平均，得表如下，此表雖不能完全代表全世界各洋之海溫垂直變象，然亦可以知其大概也。

Challenga 氏所計算全世界海溫垂直變差表

| 海深 Fathom | 海溫 C°. | 海深 Fathom | 海溫 C°. |
|-----------|--------|-----------|--------|
| 100       | 16.9   | 900       | 2.7    |
| 200       | 10.1   | 1000      | 2.5    |
| 300       | 7.1    | 1100      | 2.3    |
| 400       | 5.4    | 1200      | 2.1    |
| 500       | 4.5    | 1300      | 2.0    |
| 600       | 3.9    | 1400      | 1.9    |
| 700       | 3.4    | 1500      | 1.8    |
| 800       | 2.9    | 2200      | 1.8    |

寒帶洋：寒帶洋，如南冰洋北冰洋，其水溫垂直變象，因氣候過冷之故，常發生特別狀況，如圖甲，為北冰洋北部實測，其水面溫度為 $-1.8^{\circ}$ 。至100公尺為 $-1.9^{\circ}$ 。再下忽增高為 $-1.2^{\circ}$ 。至四百公尺止，以下又漸深漸減至1000公尺減 $-0.20$ 。在南冰洋，南緯六十一度，西經六十三度處，亦測得一種類似之狀況，水面水溫度(圖乙)為三度，以下漸減，至100公尺深，減為 $-1.5^{\circ}$ 。再下又增高，至500公尺深增為 $2^{\circ}$ 。五百公尺以下，又漸減，其原因，為自水面至100公尺，完全受太陽熱力之支配，自100公尺至五百公尺，其增高之故，以在此層多受暖流之影響，鹽度較大，密率較大，故雖溫度高，仍能存於中層

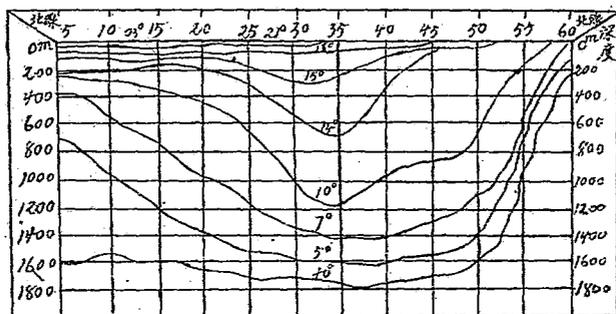
二十七圖



也。海流對於海水溫度垂直之變象，亦有影響，海流流動之部分，淺者至二百公尺，深者達四百公尺。但其垂直之流動，可達一千公尺以上，故對於水溫垂直變象，有相當之影響，如自二百公尺至千餘公尺，其同層水溫，中緯度高於赤道，其原因即為海流垂直之影響，蓋赤道表層之熱水，流向南北，下層之冷流即上昇，以補其缺，赤道既有此上升流動，即由南北向所來之水，自下層流向赤道，故中緯度發生下降之流動，由下層而向赤道，是成循環運動，是以在赤道則下層為冷水，故二百公尺至千餘公尺，其同層水溫，比中緯度為低。至兩極洋中，則有特別狀況，已如上述，即水溫垂直變象，至一百公尺至四百公尺忽增，再下則又漸減，其原因亦由於海流，因海水所含鹽分，各有不同，如大西洋鹽分為千分之三五至三七，而冰洋之表層最少為千分之二，故暖流所含鹽分，較冷流為多，在中緯度寒暖流相遇處，因其水溫相差太多，故暖流鹽分雖大，其密度仍不及寒流，而常浮于上，迨漸流至兩極，暖流溫度低，密度亦因而增大，於是潛入中層，故其中層溫度反高也。至寒暖兩流相遇之處，海流之影響更大，如 Foundland 之南，海灣流與拉巴陶寒流相遇，其水溫時高時低，至不規則，百呎(183<sup>m</sup>)以上之同層水溫，北大西洋高於南大西洋，南太平洋高

於北太平洋，百零之同層水溫，同緯度南半球比北半球為低，  
而尤以印度洋為最，均由於海流影響也。

二 十 六 圖



海底溫度之分配，因海底之狀況，各海洋不同，故不若海面之有規則。海面水溫度，平均在  $4.5^{\circ}$  以下者，約占海面百分之十六，而海底水溫在  $4.5^{\circ}$  以下者，約占海底百分之九十二。可見海底水溫甚低，而尤以北冰洋為最，其水溫約  $-1$  至  $-2^{\circ}$ 。其原因與溫帶洋有大陸間隔，海底凸起，交通不便，故冷水常積，而其海底溫度，較全球海底為低也。南冰洋海底之溫度較高，為  $-1^{\circ}$ 。南大西洋南太平洋及印度洋之海底溫度又較高為  $-1^{\circ}$  至  $1^{\circ}$ 。北大西洋全部，及北太平洋之大部，海底溫

度甚高，約  $1.7$  至  $4.5$ 。其溫度高低不同原因，均由于寒帶洋海水與溫帶洋海水交流之便不便利所致，至淺海之底，溫度又較高，如熱帶洋及那威近岸之淺底，水溫為  $4.5$ 。至  $10^{\circ}$ 。在熱帶洋中，島嶼周圍之淺底溫度，且有高至十五度者。

內海之海底溫度可分三種：（一）全閉之海，而鹽分少者，海底溫度，與冬季海面最低溫度相等，（二）全閉而鹽分多者，則海底海溫，比冬季海面最低水溫為高，如黑海冬季表層水溫為  $7^{\circ}$ 。而海底海溫則為  $9^{\circ}$ 。以海面受河流鹽分小，而海底受地中海灌入鹽分較大之水，故鹽分大，溫度大而亦下沉也。（三）不全閉之海，有海峽與外洋相通，則如上所云，其海底溫度，與大洋與峽底同深處之溫度相等，如紅海以淺峽與印度洋相通，峽底為  $360^{\text{m}}$ 。其印度洋在此深層，溫度為  $21.0$  其底為  $17$ 。而紅海則自  $360^{\circ}$  至底均為  $21^{\circ}$ 。他如南洋羣島之 Sulu 海，Celebes 海，大西洋之 Agore 海，均有此種情形，可見內海海底溫度，較大洋底為高也。

## 第二篇 論氣壓與大氣運行

### 第四章 氣壓

（三十五）太氣壓力之測定：氣壓為氣象要素中之一重要問題，吾人對於氣壓變化之感覺，似不如其他氣象要素，但在大氣中，則氣

壓少許之變化，對於天氣有至大之關係。

空氣爲具有彈性之物質，凡有空隙，必占滿之，若將一空氣質量，密閉器中，必生彈力，依波表耳 Boyle 公例，此彈力與容積成反比例，此種彈力，與彈簧相似，彈簧受壓，彈力亦增也。

空氣不僅有彈力，尚有張力，及重力，大氣之中，上層空氣，懸壓於下層空氣，欲令其平衡，必其所具之彈力之反動力，等於所受之壓力，故雖壓力來自外，而彈力爲空氣所自有，實則其量相同，故均以氣壓表示之。

依氣體混合之例，其混合體之彈力，等於各氣體獨占此總容積各有彈力之和。如在空氣中，有濕氣，則其彈力等於乾空氣與水汽各具彈力之和，若於濕空氣中，吸收其水汽，或凝結之，則其原有之彈力漸減，而爲乾空氣獨有之彈力。從前言氣象學，分別乾空氣壓力，與濕空氣之總壓力，但在大氣中，與在密閉器中，情形不同，故大氣中，此點與彼點間，水汽有不同之點，依學理上說，氣壓必有變化，但此不平衡狀況，不久即可恢復，故在氣象實用上，只用其總氣壓，即氣象學中所稱之氣壓，Atmospheric pressure

凡測定任一時間之氣壓，用氣壓表，最精之氣壓表爲水銀氣壓

表，表之玻璃管，長一公尺，一端密閉，一端開口，管中滿貯水銀，其開口之一端向下，置於水銀槽中，玻璃管必須真正垂直，其內水銀下降，至一定之高度為止，其上無水銀處，則成真空，量槽內水銀平面，與管中水銀平面之距離，即自槽內水銀平面，至管端水銀平面之高若干，即得氣壓值，而用一單位表示之。現在所用者，有時inch及公厘millimeter或叫millibar中國自民十八年全國氣象會議後，完全改用公厘，蓋空氣之壓力，用於玻璃管正剖面上之重量，與在此同一平面上水銀柱高若干公厘之重量相等也。至各種水銀氣壓表之形式及構造，與其觀測方法，當於氣象器械學中詳之。

尚有一種氣壓表，為空盒氣壓表。此表有一金屬製盒，盒內真空，其兩蓋係用有彈力之金屬片製成，中間以彈簧，大氣壓力壓於盒上，此兩金屬片依氣壓之大小，其距離有大小之差，即兩底之伸縮，彈簧之彈力，與氣壓有感應。此類感應，可由一機關傳達，以表針在一刻有氣壓度之表面指示之，此種刻度，亦以水銀表為標準，但此種表，如用以求精確之值，遠不如水銀表，只可用以求其變象耳。

(三十六) 溫度對於氣壓表之影響及零度之訂正：大氣壓力於任一單位面積上，若欲實計其重量，自應以一力或重之單位表示之。如

若干公斤，若干公分 Gramme 是也。但在計算氣壓值時，均以一流質之高度表示之，此流質之密度若干，自為計算此力必須之要素。如氣壓表，所用之流質為水銀，則應知水銀之密度若干，以便計算。惟水銀氣壓表，水銀之密度，依溫度而變，即其附屬之量尺，亦為金屬製，亦受溫度之影響，而有伸縮，故其長短不能常同，度數亦有微差。是以測水銀氣壓表水銀高度時，須同時記其溫度（附屬表上）若干度，以便去此影響。欲求各氣壓度數，可以互相比較，故必須為零度之訂正，即謂所有水銀柱之高度，不在某一溫度，而均為零度也。

此種訂正數，可於氣象常用表中檢得之，表上檢得之值，如溫度在零度上，則於所測之氣壓值上，減去此數，若在零度下，則加之。設測得氣壓值，為 768.85 溫度為十六度，常用表訂正數為 1.27 則其訂正如下。

$$768.85 - 1.27 = 767.58.$$

此項之訂正公式，略說如下，設命  $h$  為測得氣壓值， $t$  為溫度， $h_0$  為訂正零度後之氣壓，則其公式。

$$h_0 = h \frac{1 + kt}{1 + mt}$$

$$h_0 - h = c = h \frac{(m-k)t}{(1+mt)}$$

$$h_0 = h - c = h - \frac{h(m-k)t}{(l+mt)}$$

$m$  爲水銀至  $t$  度之擴張係數， $k$  爲量尺物質之擴張係數，欲得零度之氣壓，必於  $h$  數中爲有關於  $h$  與  $t$  之訂正。其  $(m-k)$  既常爲正數，故  $t$  在零上，其數爲減， $t$  度在零下，其數爲加，至所用訂正之溫度，爲附屬水銀表上溫度表所示之溫度，氣壓表須置於空氣常通之室內，溫度之變差，以小爲佳。

依上法而訂正氣度其所得氣壓之值，尙不足以示氣壓之確值，蓋因製造儀器，往往有數種必不可免之誤差，如量尺上之零點，與尺之實在起點，往往能差到千分之幾，此種誤差，在製造精良之氣壓表，大概甚微，且爲常定。其次則玻璃管之毛細差，亦須計及，以水銀爲不粘玻璃管之流質，在玻璃管中，成一上凸之彎月面，其頂點常在普通大管中所貯水銀平面之下，以在大管中之彎月形，中部較平也。設管徑約爲七八公厘，（此爲精良氣壓表必具之要素）而觀測之前，先以指端微擊玻璃管，以去流質對於管之粘性，則毛細性之訂正差，可視爲常定，此毛細誤差，及量尺零點誤差，可與標準氣壓表相比較，一次計定，可得一氣壓表常差，即可將此差加於每次訂正零度後氣

值之上。既經訂正零度及儀器常差之後，其所得之氣壓值，爲精確之值，即水銀實高度，以若干公厘計，其重量適與大氣壓力相平衡。凡公布之氣壓值，即此數也。空盒氣壓表，有時亦受溫度之影響，但其溫度之訂正，則每器各有不同，而常比水銀氣壓表爲大，惟以製造之改良可造成一種補償空盒氣壓表，其度數與溫度之變化，無甚關係。在氣象應用，亦以選用此類空盒氣壓表爲宜。但仍須不時與水銀氣壓表相比較，以訂正誤差，因其時常變更也。

設欲比較各不同地點之氣壓高度，則尚須計及地球面重力之變差，地球面重力，自赤道增至北極，其值約 $\frac{1}{100}$ 兩水銀柱高度同，溫度亦同，一在北極，一在赤道，其絕對重量，則完全不同，其在北極者，比在赤道者爲重，所以相同之氣壓值，表上所示之高度，在北極者比在赤道者爲低。在同緯度上，若按垂直線移動，則離地愈遠，重力之強度減少。高1000公尺，可減 $\frac{1}{3185}$ 。如此則重力作用，高度之影響，比緯度爲微。欲比較各地之氣壓值，自必計算此兩重力之強度之變差，即緯度與高度也，即改訂各氣壓，使其單位之積之絕對重量，均在海平面及緯度四十五度，此即所謂正常水銀高度。在氣象常用表中，即有此表，可以按測站之緯度與高度，檢其重量之訂正數也。空

盒氣壓表，如測力計，可以直接表示氣壓之絕對值，不受重力變差之影響。設水銀表與空盒表，在緯度四十五度及海平面上，同為七百六十公厘，若至赤道上，則空盒表仍七百六十公厘，而水銀表高度（已訂正零度）為七百六十一厘九七，而至極上，則水銀柱高度，為七百五十六厘三。水銀之正常密度，為一三，五九五八，一水銀柱高七百六十公厘，在緯度四十五度，及海平面上，其每一公分平方面積上之重量為，

$$760 \times 13.5958 = 1039.9, 28.$$

得每一公分平方為一〇三三 gr，一公尺平方為一〇三三 Kg，此即依單位面積計氣壓值也。

人體之面積，為  $17.500\text{Cm}^2$ ，其所受之壓力，為一七五〇〇公斤，Hamy 有云，古代哲學家，不主張空氣有重，不知其如何受此重壓，而不覺也。如此重量，而人體能受之，則完全由於人體內部之張力，與其相平衡也。在 C.G.S. 制，氣壓單位（Dyne 之力所遍及於平方公分面積之壓力）為 Barye，此單位在氣象上用，似覺太小，故加一百萬倍用其名 Mega-Barye，或簡示為 Bar，在此單位氣壓，以 Bar 及千分之一 Bar 或 millibar 計，凡氣壓值為一 Bar 或一千 millibar 等於正常水銀高度 750.5, mm，約四分之三，欲化 millibar 為

millimeter，即乘以  $\frac{1}{10}$ ，反之欲化 millimeter 爲 millibar 即乘以  $\frac{1}{10}$ ，此單位英美均已採用，將來當可普及也。

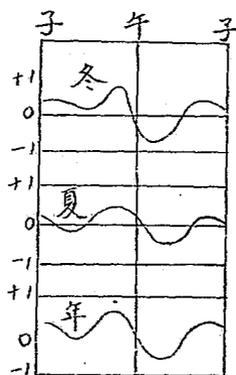
(三十七) 氣壓週日之變象：在熱帶地方，如每日按時研究氣壓之變象

，即見每日氣壓，有至有規則之兩波動，氣壓自四時增至十時，又自十時低至十六時，又自十六時增至二十二時，又低降至四時。至中緯度，則現象不如是之明顯，其振幅不如是大，且多爲不規則之變象所掩。但就每月之時平均觀之，則亦可見其具有兩變差焉。節要言之，則有大最高在十時，大最低在十六時，有一次最高，在二十二時，次最低在早四時。地點時令之不同，此時間亦有相當之變化，至其振幅，則只在 2mm 之內；但亦因時令地點之不同而有異。

如圖爲青島冬夏二季及一年之時平均氣壓變象圖，橫線有 0 者爲日中氣壓之平均值，其與每時之平均值相較，正者在橫線上，負者在橫線下，其一格代差一公厘。

茲列一表爲青島冬夏及全年氣壓週日各時之平均及其與日平均之差。

| 青島冬夏年氣壓時平均與日平均較差表 700+ |       |       |       |       |       |       |
|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| mm                     |       |       |       |       |       |       |
| 時                      | 一月    | 較差    | 七月    | 較差    | 年     | 較差    |
| 1                      | 63.98 | +0.16 | 46.91 | +0.03 | 55.92 | +0.17 |
| 2                      | 64.01 | +0.19 | 46.75 | -0.13 | 55.82 | +0.07 |
| 3                      | 63.96 | +0.14 | 46.65 | -0.23 | 55.69 | -0.06 |
| 4                      | 63.73 | -0.09 | 46.67 | -0.21 | 55.53 | -0.17 |
| 5                      | 63.62 | -0.20 | 46.75 | -0.13 | 55.62 | -0.13 |
| 6                      | 63.69 | -0.13 | 46.92 | +0.04 | 55.77 | +0.02 |
| 7                      | 63.91 | +0.09 | 47.13 | +0.25 | 56.01 | +0.26 |
| 8                      | 64.22 | +0.40 | 47.27 | +0.39 | 56.26 | +0.51 |
| 9                      | 64.61 | +0.79 | 47.35 | +0.47 | 56.44 | +0.69 |
| 10                     | 64.76 | +0.94 | 47.34 | +0.46 | 56.45 | +0.70 |
| 11                     | 64.47 | +0.85 | 47.30 | +0.42 | 56.26 | +0.51 |
| 12                     | 63.83 | +0.01 | 47.19 | +0.31 | 55.90 | +0.15 |
| 13                     | 63.22 | -0.60 | 46.95 | +0.07 | 55.49 | -0.26 |
| 14                     | 62.94 | -0.88 | 46.71 | -0.17 | 55.20 | -0.55 |
| 15                     | 62.97 | -0.85 | 46.49 | -0.39 | 55.04 | -0.71 |
| 16                     | 63.09 | -0.73 | 46.31 | -0.57 | 54.78 | -0.77 |
| 17                     | 63.24 | -0.58 | 46.23 | -0.65 | 55.00 | -0.75 |
| 18                     | 63.50 | -0.32 | 46.25 | -0.63 | 55.14 | -0.61 |
| 19                     | 63.80 | -0.02 | 46.48 | -0.40 | 55.43 | -0.32 |
| 20                     | 64.04 | +0.18 | 46.81 | -0.07 | 55.74 | -0.01 |
| 21                     | 64.10 | +0.28 | 47.17 | +0.29 | 55.98 | +0.23 |
| 22                     | 64.15 | +0.33 | 47.27 | +0.39 | 56.08 | +0.33 |
| 23                     | 64.15 | +0.33 | 47.25 | +0.37 | 56.09 | +0.34 |
| 24                     | 64.08 | +0.26 | 46.15 | +0.27 | 56.01 | +0.26 |
| 日平均                    | 63.28 |       | 46.88 |       | 55.75 |       |



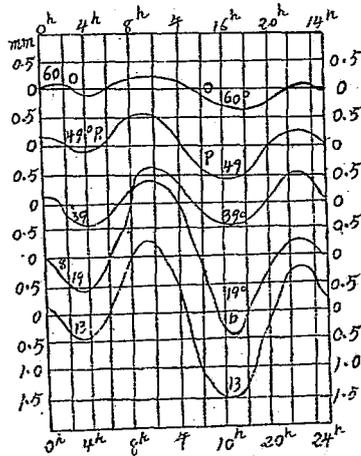
第二十九圖

觀上列表與圖，可見全年氣壓週日變象，完全與氣壓週日兩變象相符合，早四時一最低，十時一最高，十六時一最低，二十二時一最高。

其冬季則五時一最低，十時一最高，十五時一最低，二十時一最高。夏季則三時一最低，九時一最高，十七時一最低，二十二時一最高，夏季早最低與夜最高其發生時間均較冬季早二小時，其日中之一最高一最低，亦較早一小時至三小時。

至其較差，則早晨最低冬夏相差甚微，（冬比夏大）下午最低相差比較為大。（冬比夏大）而上午最高冬夏相差甚大，（冬比夏大）夜間最低，冬夏相差較小。（冬比夏大）上午最高與

下午最低，爲日中振幅，其值在青島冬爲一公厘六八，夏爲一公厘二七。早晨之最低與夜間最高，爲夜！振幅，其值在青島冬爲〇公厘六三，夏爲〇公厘五〇。觀此振幅，亦冬大於夏。尚有一特徵，則冬季在一時至五時間，有一小最高，其時間約在二時三時之間，觀一月圖更明顯，此第三振動，爲 Rykat-schef 所發現，此在中緯度測站多有，但至赤道及高緯度處，則不見矣。



第三十圖

日中振幅之大小，依緯度而不同，赤道爲最大，分向南北，緯度愈增其振幅愈小。茲以下列五地，四月之振幅二圖表示之，如

下：觀圖，即可見其不同之點，此圖所用之數爲其值之十倍，以期明顯。(1) Singapore Lat,  $1^{\circ}$  (2) Barmby Lat,  $19^{\circ}$  (3) Lisbon Lat,  $37^{\circ}$  (4) Paris Lat,  $47^{\circ}$  (5) Upsala Lat  $60^{\circ}$  Singapore 振幅逾  $2^{\text{mm}}$ , Barmby 在  $1^{\text{mm}}$  及  $2^{\text{mm}}$  之間；Lisbone 不過  $0^{\text{mm}}9$ , Paris  $0^{\text{mm}}9$ , Upsala  $0^{\text{mm}}3$ 。

有時在附近各測站間，氣壓日中之變象，大概相同，而其細微之點，則相差甚大。在夏季大概上午最高與下午最低，大陸站比在海洋站爲大。而早之最低，與夜之最高，(或夜中)(自夜中二十三時至早四時)大概不甚明瞭。且在完全大陸之地，如在深谷之中則幾不能見。

氣壓週日變象，尙未有完善之解釋，其原因與海洋之受太陽太陰影響所發生潮汐，亦不盡相同，所以解釋亦自較難。唯據英國氣象家 Hann 之研究將氣壓一日變化作調和分析，似有兩振幅相疊，其一每日有兩最高及兩最低，其週期爲半日，故謂之半日波，或半日振動，其一每二十四小時，只有一最高及一最低，謂之終日波。按大概情形言，則半日波按日之兩最高相等，兩最低亦然，任何時期，任何地點，兩最高發生於十時及二十二時，兩最低發生於四時及十六時，且其最高最低之差，即此波之振幅，一年之中，所差甚微，二分最大，二至最小。

此振幅與地理無關，而與緯度有關，赤道上約  $2^{\text{mm}}$  熱帶內所減甚微，而至高緯度則減甚速，而數亦至小。此半日波之成，或由於太陽熱對於大氣全質量所生之作用，其振動之正週期，約為十二小時，溫度週日之變化，令其有準十二小時而必現的振動。1882年，英國物理學家 Lord kelvin，將此問題，為深切之研究，彼以為包圍地球之大氣，其全體可以12時為週期，而起振動，且用調和分析法，將氣溫一日中之變化，分為24時間為週期之變化，及12時為週期變化二種，由此兩種之氣溫變化，爰影響大氣之壓力，於是大氣壓力亦分為24時及12時兩種之週期變化，自為當然之理。惟因由12時間週期之氣溫變化，所起之氣壓變化，適與大氣全體自己振動之12時間週期相合，所謂起共振之現象者是也。故雖溫度半日週期變化之振幅，與一日為週期相較，非常之微，而由此原因，所起之氣壓半日週期變化振幅，則較一日週期為大，反甚明顯。蓋氣溫一日中之變化，雖視為一日週期與半日週期兩種變化之合成，惟因半日週期之振幅，非常微小，故其合成之結果，只一日週期之變化，非常顯著，而半日週期，幾隱伏而不見，於是氣溫變化，一日間僅有一回之極大極小，至氣壓變化，則因半日週期者反比一日週期為大，故每日有二回極大極小之出現。

此說明是否適合，應歸着於大氣自己振動週期之計算，英國 Lord Raglaigh 於 1890 年，曾計算此週期，其結果得 11.7 時迨 1802 年，澳國之 Margules 氏，爰將地球回轉之影響，加入算式中，約大氣自己振動之週期為 11.94 時，約略與 12 時相等。

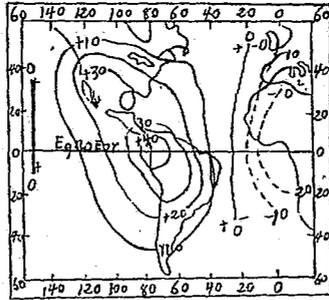
在同一緯度各測站，半日波均同，而全日波則不然，其振幅至為不同，與其地理情形，有相當之關係，且有時至近之地，亦不相同，大概情形，在海洋及海岸測站，比在大陸測站者為小，其振幅與氣溫週日變象之振幅為正比例，最高最低發生時間，則依地方及時令而大有變化，最高之發生，夏早於冬，其折中時間約在九時，而最低之折中時間約為十六時，惟冬早於夏，所以氣壓低降之週期，約七小時，而增高之週期竟達十七小時，其增高并非均勻，於最低初過後，其增甚速，在夜中則甚緩，既而在太陽上升及最高發生時則又甚速焉。

半日波之解釋，尚有疑問，已如上述。至於全日波，則可以溫度週日變化之局部效能解釋之。夜間大氣低層，以漸退冷，則必收縮，因收縮而留有空隙，則必有以補充之，改空氣自各方流向其處，而尤以上層者為重要，是以在該處上之空氣質量甚大，而氣壓增高，太陽上升後，下層空氣增熱甚速，且亦膨

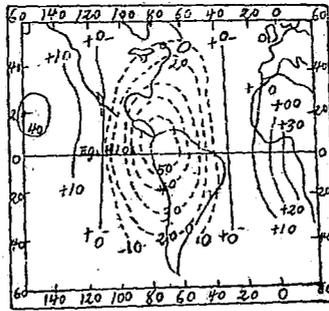
脹，但其始只接觸地面之空氣增熱，前論溫度週日變象時，已詳說之，其空氣層在地面一層，及上層之間者，則尚未增熱，而溫度之增，適足以增高氣壓，所以日中增熱之第一效能，為增地面氣層之氣壓。氣壓表開始增高，以後約在七時至十一時，按地點及時令而不同，增熱之力漸強，是以發生上升運動，空氣膨脹，但在熱地上之空氣柱高度，比其周圍區域上之空氣柱為高，而有自熱區上之空氣散至距太陽遠處之地點上，而在此地點上之空氣量減少，氣壓表開始低降，至一日將終時，下層空氣溫度低降至速，上升氣流漸減，以至停止，繼且代以下降氣流，氣壓表又上升，溫度愈低，上升愈速，繼乃漸緩，以至太陽出地平時上升後之現象，已如上述。

就地方平時言，此最高最低之發生時間，應各地均同，而此氣壓之全日波，有似高低波浪，向西而行，自大西洋跨大陸而經太平洋，此各波之高度，及區域，已由 Oliver O. Fassing 計算，茲採其十時及十六時之兩圖如下，（三十一圖三十二圖）以示此波之傳播。

在氣象實用上言、氣壓週日變象不甚重要，惟以學理言，則大有研究之價值，故略為詳說之。



第三十一圖



第三十二圖

(三十八) 氣壓週年之變象：氣壓週年變象，此區與彼區，頗有差異，但有一通例如下，中緯度內，大陸氣壓冬高而夏低，而在海洋則相反。

海洋大陸、氣壓變象、所以相反之故、可以溫度之效能表明之。夏季大陸溫度較其周圍之海洋溫度為高，故大陸之一份空氣，移於較冷之海面，所以夏季陸地氣壓減、而大洋之氣壓增、至冬季則相反之現象生焉。自此季至彼季、海陸間之空氣互易、而氣壓之運行亦相反。如在莫斯科，其每月平均氣壓最高在一月，較週年平均約大一公厘九，最低在七月，較週年平均小二公厘七。而在大西洋中則不同，如在 Porta Delgada (Azore羣島) 其月平均，最高者為七月，較週年平均大二公厘八，最低為十一月，較週年平均小二公厘五。

青島氣壓週年變差表

|           |       |       |       |       |       |       |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 月 份       | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     |
| 月平均與年平均較差 | -6.49 | +6.31 | +4.58 | -0.60 | -4.65 | -7.58 |
| 月 份       | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    |
| 月平均與年平均較差 | -8.73 | -7.51 | -2.27 | +2.24 | +5.08 | +7.02 |

北京氣壓週年變差表

|           |       |       |      |      |      |       |
|-----------|-------|-------|------|------|------|-------|
| 月 份       | 1     | 2     | 3    | 4    | 5    | 6     |
| 月平均與年平均較差 | +10.4 | +8.7  | +5.1 | +6.2 | -6.3 | -11.3 |
| 月 份       | 7     | 8     | 9    | 10   | 11   | 12    |
| 月平均與年平均較差 | -12.4 | -11.5 | -3.1 | -2.8 | +8.2 | +8.5  |

居海陸間各區域，如在西歐，則冬季陸地之能力勝，夏季海洋之能力勝，故在雨季，有兩最高，而中間以春秋之雨最低。如在巴黎，最高氣壓在十二月一月間及七月，較週年平均大一公厘二，及零公厘六，至四月之氣壓，則較年平均小一公厘九，十月則小一公厘。

高度之作用，亦可使兩附近之區、週年氣壓變象各不相同。今試設兩測站，距離頗近，且同在一直線上，則在此兩地平面間之空氣層，重量之不同，即可代表其氣壓之較差，空氣愈熱，其較愈小，故冬季較大，夏季較小。如在 Gênevè及Grand St Bernad 間，其平均較差為一百六十二公厘八，但，夏季降為一五九公厘，冬季升為一六七公釐二。此發生原因，由於夏季之溫度高，低處之空氣上升，而增加高處之氣壓，冬季溫度低，空氣冷縮，高處之空氣下降，而減小高處之氣壓。空氣柱愈高，溫度之效能愈大，故至相當高度，無論其低處之變象如何，在高處，則均有一最高在夏，最低在冬。若以週日言，則最高在日中，最低在夜。如在 gênevè 週年有兩最高兩最低，而至 Grand St Bernad 只有七月一最高，一月一最低，其差為  $8.{}^{\text{mm}}8$ 。

高山之嶺，週年氣壓變象，與在大洋者相類，惟山嶺之差，較

大洋爲大耳。

(三十九) 氣壓依高度之變差，氣壓表測高度 氣壓之海平面高度訂正：

凡一有重流質，在平衡狀況時，壓力依深度而增，與其距自由面之距離有比例。如水即每一公尺增壓力 100gr，但此例，係以此項流質爲具有不能縮壓性，而其各平面上之密度均同。

但在空氣，則例不同。任一平面上，所受之壓力，當等於自此平面以至大氣界空氣柱之重量，故漸向上升，壓力漸減。但依波以耳公例：空氣之密度與壓力有比例，上升愈高，壓力愈小，故上層之空氣密度，比下層爲小。此上升愈高，氣壓漸減之原因有二：一在此點之上，空氣柱較低；二則此點之空氣密度，較在下者爲小。

Laplace 曾證明，在平靜之空氣，若高度依等差級數增，氣壓依等比級數減。設大氣全量，溫度均爲零度，則至五五四〇公尺高處，其氣壓只有地面之一半，倍此高度，則只有四分之一，二倍此高度，則只有八分之一，以此類推，在溫度條件相同中，若地面氣壓：60<sup>mm</sup> 則至 18<sup>km</sup> 高，爲 76<sup>mm</sup> 36<sup>km</sup> 高，爲 7<sup>mm</sup> 6.55<sup>km</sup> 高，爲 0<sup>mm</sup> 76。……實際上，則遞減尙較此爲速，因大氣溫度，在高層者低於零度甚多也。是則至五五公里時，氣壓只有四分之三公厘，極精良抽氣機，所

能得之真空，亦不過如此。是則實用大氣之高度，比地半徑（六三七一公里）相去太多矣。而有用大氣，能發生氣象種種現象者，只有三十公里高，則高度比地平之寬度，小甚多矣。

Laplace 之氣壓依高度而變公例，根據於下列公式：

$Z = 18400 \times A \times (1 + \alpha t) \times \log \frac{h_0}{h}$  式中之  $Z$ 、為兩地高度之差、 $h_0$  為低處所觀測之氣壓、 $h$  為高處所觀測之氣壓、 $t$  為兩測站間之空氣平均溫度、 $\alpha$  為空氣之膨脹率，等於 0.00367、 $A$  為一係數，此數與一相近，與觀測站之緯度  $\lambda$ 、高度差  $Z$ 、低處高度  $Z_0$ 、及兩測站之水汽張力與壓力之比即  $\frac{F}{H}$  有關。其式如下。

$$A = (1 + 0.00265 \cos \lambda) \left(1 + \frac{Z + Z_0 - 15986}{6391000}\right) (1 + 8.377 \frac{F}{H})$$

氣象常用表冊，常有此式之計算表，可以便於檢查也。

此例可用以解釋下列兩問題：

一、測定高度，設同時測量兩地點之氣壓及溫度，Laplace 公式，可用以計算此兩地高度之差，此法至為通用，以較普通水準測量為捷速，但所得之值，只為相近值耳。以 Laplace 公式，係假定空氣為平靜的，而以兩測站所測溫度之平均值，代表兩地間空氣層之溫度，自不甚確。因溫度依高度之變差甚大，而在對流層，則空氣絕對非平靜的，且以水汽作用，空氣之

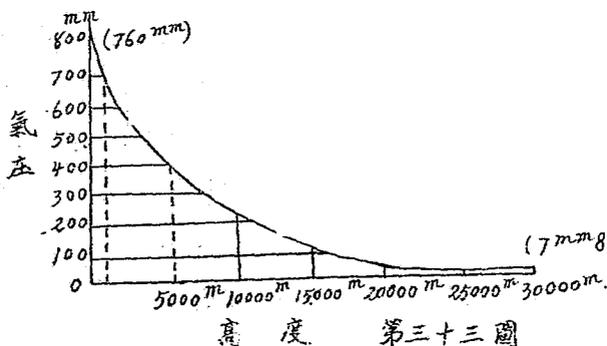
密度，亦不相同也。

所以用氣壓表，測定高度，往往有相當之差。但因可以即得高度之數，且於定兩已知海平面高度測站間各地點之高度，亦至爲適用也。

其第二用處，在氣象學中，較爲重要者，爲可用以作氣壓度數，海平面高度之訂正。因氣壓按高度之變差甚速，平均約每十公尺或十一公尺減一公釐，爲欲比較各不同地點之氣壓，必須注意高度之影響，而改訂之，爲在同一平面之氣壓。在氣象學所取之比較平面，爲海平面。海平面訂正者，卽將其地所測之氣壓度數，改訂爲同時在同直線上，海平面上之度數是也。

Laplace 公式之足以解析此問題者，以其式中有兩地氣壓，與高度較數之關係，知一地之氣壓及高度之較，卽可求其他一地之氣壓。在計算高度法中，則已知者，爲兩地氣壓，而未知爲高度之較也。如有適用之表，卽可用以求此差，以爲訂正，其檢表法詳于氣象器械及觀測法中。但此問題，尙不能完全解釋，因 Laplace 公式中，兩氣壓之外，尙有兩地溫度之平均，而訂正海平面氣壓時，其低層爲海平面，乃假定之比較平面，其溫度無從而知，而卽以高處之溫度，作爲計算，故亦須假定一溫度與高度之差，如一百八十至二百公尺減一度，然既爲假

定，自必有差也。觀下列三十三圖，可見在五百至一千公尺，氣壓之遞減者，可依每十公尺或十一公尺減一公釐計，以其溫度之差，尚不甚大也。若再向高處上升，則頗不相同，至五千公尺，則每百尺只減五公分，再上則差更大，所以在五百公尺以下，可以無須計及溫度之差，而海平面訂正，尚可適用，若再高則不甚準矣。若欲比較極高地之氣壓，最好不以海平面為比較平面，而另取一極近高度之平面，如一千公尺，千五百公尺，二千公尺等，作為比較平面，所得訂正或較準也。



(四十) 大氣成分依高度之變差：關於大氣成分，前已略及之。但 Laplace 公式，可定氣壓依高度變差之公例，係假定空氣為純

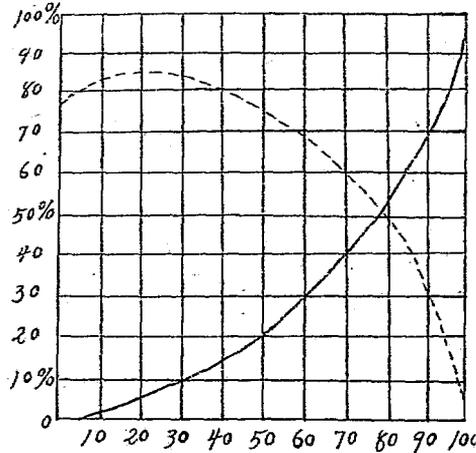
質，在溫度零度，氣壓  $760^{\text{mm}}$  時，其重量為每公升 (Litre) 1. gr2928。

但實際上、空氣係混合體，依 Dalton 公例，其壓力為各自壓力，在各層上總壓力，為其各混各氣體壓力之和。

設一氣體，其密度為  $d$ ，則 Laplace 公式之係數，18400 當代以  $\frac{18400}{d}$ ，碳酸之密率為 1.5291。則此係數為 12033。輕氣之密度 0.0695。則此係數當為 2647.0 此數以公尺為單位，以表示在溫度零度，某一氣體，必達某高度，其氣壓始減至其原始值十分之一，則碳酸至十二公里，已達此境，輕氣則須至二百六十五公里。

所以大氣含分、亦應依高度而變、較重氣體之成分，減小甚速，而較輕氣體之成分則增加，且愈形重要。在對流層中，因垂直氣流之故，此種含分之變差，必有相當之阻碍，若至平流層，即過十公里十二公里以上，則無阻碍矣。此節所論氣體，不及水汽，因以後于論水汽時當再為詳說也。地面空氣層，所含之氣體成分，前已詳說，茲不再贅，只述其按高度之變化如何。設在平流層中，溫度為  $-60^{\circ}$ 。直至 75 km，繼而遞減甚緩，至  $100^{\text{km}}$  為  $-68^{\circ}$ 。至 150 km 為  $-87^{\circ}$ 。至  $200^{\text{km}}$  為  $-104^{\circ}$ 。試設凡一氣體，其成分在混合體中，降至全量一萬分

之一以下時，可視為此氣體已消滅。則碳酸密度（一五二九一）至二十公里消滅，Argon（密度一，三七九）至七十公里消滅，只剩 helium（密度〇，一三七〇）有百分之四，及氫（密度〇，〇六九五）有百分九十六。氫之成分，在低層空氣中雖至小，而至七十二公里，其成分與氮相同，至七十七公里，已達一倍矣。大氣成分，按高度遞變，並非漸變，顯近於突變，如至六十公里高，空氣密率與正空氣密度之比為0.844。而氮氫兩氣，尚占百分之八十五，其餘百分之十五為氫及 helium；至八十公里高，則氫與 helium 達百分之七十五，其密度減至 0.30。而至一百公里高，密度只 0.09。



第三十四圖

故大氣可依此分爲兩層，自六十公里以下，以比較爲重之氣體爲主要，如氧氮是也。至八十公里以上，至於極高，則氫或更輕之氣體（如有此氣）爲主要，即此種氣體在低層大氣中，幾不能見者亦然。

此大氣成分，依高度變差之說，雖略近於理論，但在應用上亦甚重要。可用以解釋一二重要現象，如北極光高度，及傳聲之遠距直達靜區之外是也。

（四十一）地面氣壓之分配與週年等壓線圖(Isobare)：凡研究全球地面氣壓之分配，須將觀測已訂正零度氣壓值，去兩種影響，一高度，即爲海平面高度訂正，一重力，即爲重力訂正。已經訂正之後，將其所得之值，載於地圖上，將相同之值，聯成一線，即得等壓線。Isobare 此等壓線，亦可延擴至海面，因海上之氣壓值，可由船上觀測求之，此等壓線之用，以研究地面氣壓之分配，與等溫線之用同。

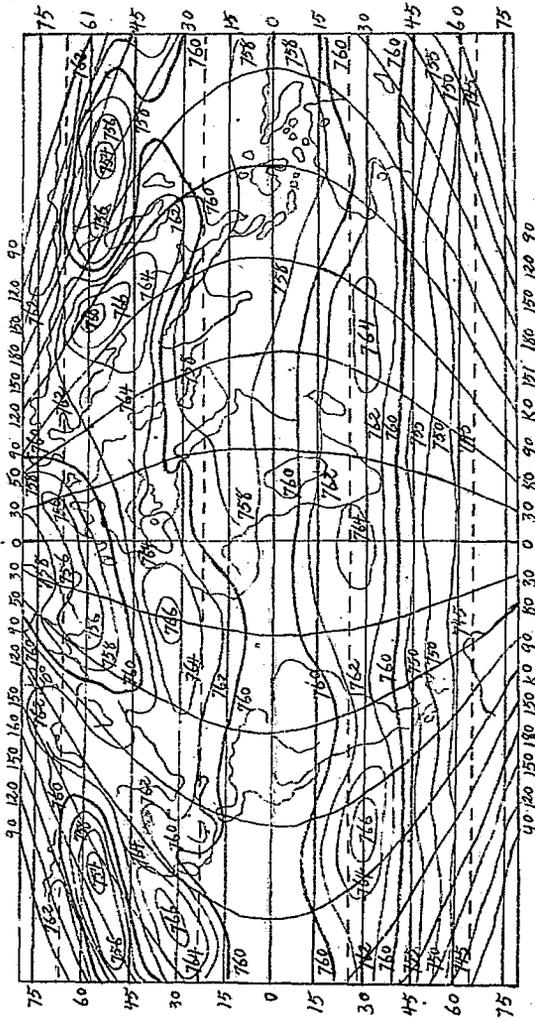
在週年等壓線圖上，可見在赤道區域，有一地帶，其氣壓低至 $760^{\text{mm}}$ 之下，在此地帶之兩旁，約在熱帶以過，爲氣壓較高之帶，在此帶內，最高至爲明顯，而尤以在大西洋爲最，在南半球此最高之最重要者，在 Pérou 及 Chili 海岸，其氣壓值過 $766^{\text{mm}}$ ，其他一最高，在大西洋東南，及非洲澳洲之間，其氣

壓值逾  $764^{\text{mm}}$  在北半球，有兩最高，其氣壓值均過  $766^{\text{mm}}$ ，一在太平洋之東，一在大西洋 Agore 羣島之南。北半球之高氣壓帶，均高向亞洲，因此處冬季氣壓極高，故週年氣壓，受其影響也。其詳當於以後論之。

過此高氣壓帶，則向兩極，氣壓之低甚速。在南半球尤為明顯，過緯度  $56^{\circ}$  或  $60^{\circ}$  其氣壓均降到  $750^{\text{mm}}$  以下，北半球雖因大陸之故，其低降不甚有規則，但亦不能使此低降現象，完全消滅。故有兩最低區，其氣壓值在  $754^{\text{mm}}$  下，一在太平洋北，一在 Island 及 Groenland 之間。

地面氣壓分配之不規則，亦由於地球面性質之不均勻，設地面性質均勻，則等壓線與地球之圓等圈相平行矣。即在赤道，有一最低，繼乃漸增以至緯度三十度—三十五度在此有一最高，既而漸減以至兩極。

氣壓依高度之低減，與溫度有關，溫度愈高，遞減愈速，所以至相當之高度，則氣壓之分配與地面者不同，此種相差之理論，與大氣運行有關，故論及之。用週年等壓線圖，可以計算兩半球每十度緯度上之海平面平均氣壓，其溫度平均，亦可計算。（見前）若按高空觀測知自地面至五〇〇公尺每百公尺減  $0.95$  自五〇〇公尺以上每百公尺減  $0.7$  則可用 Laplace 公式計算各高度之氣壓值。



環球週年等壓線圖 第三十五圖

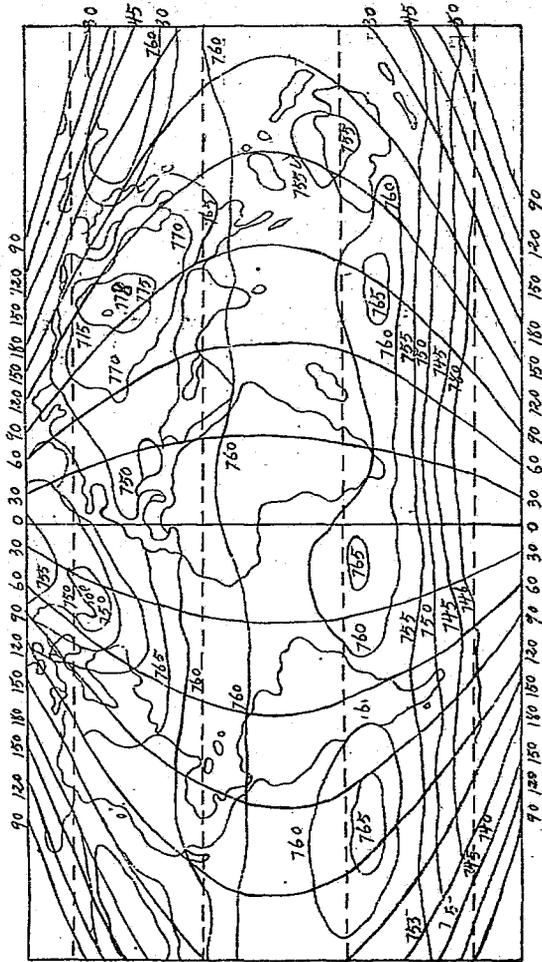
茲將計算二五〇〇公尺五〇〇〇公尺一〇，〇〇〇公尺各高度之氣壓列表如下。

| 緯 度 | 地 面                 | 2500 <sup>m</sup>   | 5000 <sup>m</sup>   | 1000 <sup>m</sup>   |
|-----|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| 赤 道 | 750.0 <sup>mm</sup> | 567.9 <sup>mm</sup> | 419.6 <sup>mm</sup> | 215.9 <sup>mm</sup> |
| 10° | 758.5               | 568.2               | 419.7               | 214.9               |
| 20° | 760.5               | 568.4               | 418.9               | 213.9               |
| 30° | 762.6               | 566.9               | 415.4               | 208.7               |
| 40° | 761.3               | 561.6               | 405.2               | 201.1               |
| 50° | 757.0               | 553.7               | 398.7               | 191.7               |

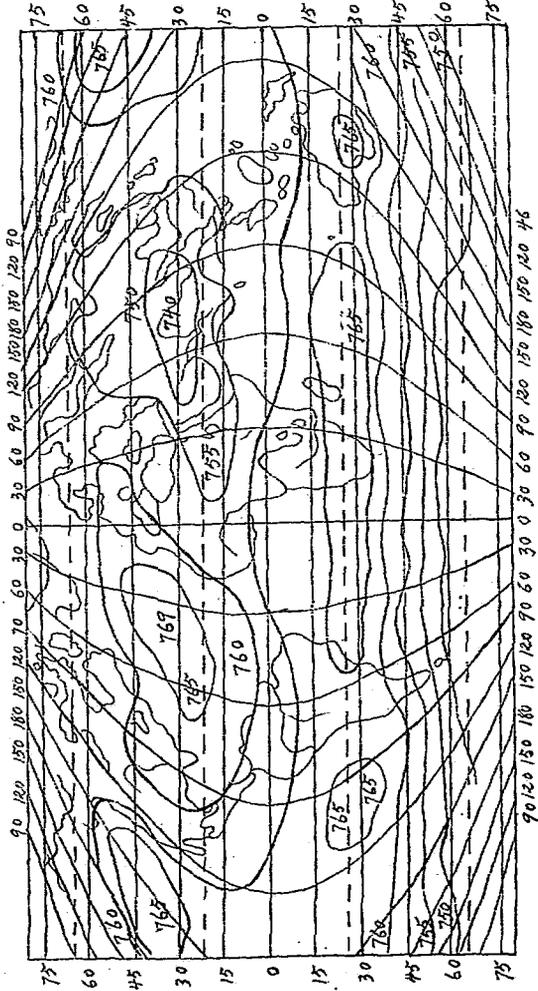
觀表則在地面最高氣壓在緯度 35°，若漸向大氣高處，則此最高移向赤道甚速，而未至一〇〇〇〇公尺之先，此最高幾完全消滅，在赤道與五十度間，其遞差約十分之一耳。

氣壓在地面之分配，在理論上，與大氣之運行有密切關係，以後當詳論之。

(四十二) 一月七月等壓線：氣壓在地球面各月之分配各不相同惟分月研究，過於繁多，茲仍就兩極端之一月與七月研究之。在一月七月兩等壓線圖中，亦如週年等壓線圖中，有赤道之最低，及外熱帶之兩最高，但其部位微有不同耳。赤道之最低，一月則下降向南，七月則上升向北，一年之中，在赤道兩旁移轉，與太陽在赤緯之運行同向，而其兩最高帶亦然，此等壓帶之移轉，與溫度赤道有相當之關係。



環球一月份等壓線圖·第三十六圖



環球七月份壓線圖

在中緯度各地，則凡高溫度之區，有一低氣壓，而溫度較高之區，則有高氣壓。如在北半球，一月之等壓線。(冬)以北美及亞洲溫度之低，則於北美中部，有 768<sup>mm</sup> 等壓線，西伯利亞有 778<sup>mm</sup> 之等壓線。而至七月，則不同，此同一區域現有最高之溫度，而有最低之氣壓，亞洲之南部，其氣壓且降至 748<sup>mm</sup> 以下。

在南半球亦然，一月(夏)美洲南非洲澳洲三大陸，溫度最高，而氣壓最低，而至七月(冬)則適相反，在南半球自冬至夏，其變差較北半球為小，因南半球大陸不及北半球之廣也。

若以等溫線圖，或等溫距平線圖，與等壓線圖相比較，則可得下列一例。

凡區域，有最高溫度或絕對(赤道)或比其周圍區域為高，(正距平差)即為最低氣壓區。反之，絕對最低溫度，或比較最低溫度之區域。即為最高氣壓區。

下章論大氣運行，及溫度與氣壓及之影響時，當在再詳論之。

(四十三) 標準大氣 航空用之高度計，其製與空盒氣壓計同，僅後者之刻度表示氣壓，前者則表示高度耳。惟此高度計，為刻度起見爰有所謂標準大氣之決定。

在日本所採用者，為地面溫度 15°C 每百公尺之溫度遞減率為

0.°65 氣壓為 760<sup>mm</sup>。重力為 980<sup>cm</sup>/<sub>sèc</sub><sup>2</sup>

距地面十一公里高之平流層中，假定溫度為-56°5c 則高度 Z，溫度θ，氣壓 p，密度 σ 之間，有下列之公式：

(I)海面上之高度在 11<sup>km</sup>以下：

$$Z = \frac{288}{0.0065} \left\{ 1 - \left( \frac{p}{760} \right)^{5.251} \right\} \text{ m}$$

$$\theta = 15^\circ - 0.0065z$$

$$\sigma = \sigma_0 \left( 1 - \frac{0.0065Z}{288} \right)^{4.251} \text{ kg/m}^3$$

(II)海面上之高度在 11<sup>km</sup>以上

$$Z = 11.000 + 14600 \log \frac{170}{p} \text{ m}$$

$$\theta = -56.^\circ 5c.$$

$$\sigma = \sigma_0 \times \frac{288}{216.5} \times \frac{p}{760} \text{ kg/m}^3$$

$$= 0.0024 p \text{ kg/m}^3$$

但 p 為  $g = 980 \frac{\text{cm}}{\text{sec}^2}$  (°c) 時水銀柱之若干 mm 數，

$$\sigma = 1.2246 \text{ kg/m}^3 \text{ (溫度 } 15^\circ \text{c 氣壓 } 760 \text{ mm 時之值) }。$$

國際標準大氣，則於 1919 年，由法人 Tousint 氏所

提出，而為1924年，國際航空學會所採用。但該會美德俄三國均未加入，該提案  $t_1=15^\circ\text{C}$ ,  $P_1=760^{\text{mm}} \text{ g}=980.665 \text{ cm sec}^2$

$$\text{因在測高公式中 } h \approx Z_2 - Z_1 \quad \theta = \frac{(t_1 + t_2)}{2}$$

且將溫度以外諸項置諸省略，則得

$$Z_2 - Z_1 = 18400 (1 + 0.00367\theta) \log \frac{P_1}{P_2} = \left\{ 18400 + 67.5 \frac{t_1 + t_2}{2} \right\} \log \frac{P_1}{P_2}$$

空氣之密度為

$$\sigma = \frac{P}{R(273 + t)}$$

$$\text{但 } R = 29.3 \text{ m} \quad \sigma = \sigma_0 \left( 1 - \frac{Z}{44308} \right) 4.26 \text{ kg/m}^3$$

在德國則用 Mises 氏提案之式，即  $t = 10^\circ\text{C}$   $p_1 = 762 \text{ mm}$

每 100m 溫度之遞減率為  $0^\circ\text{C}$

$$\sigma = 1.250 \left( 1 - \frac{h}{56600} \right) 5.83 \text{ kg/m}^3$$

但  $\sigma_0 = 1.250$

以上所述之標準大氣自非真正之國際的，固不待言，然無論用何種，其高度計之刻度，無甚差異也。

## 第五章 風

(四十四) 風向之測定：風者，空氣之動也，其動向頗近水平，即有傾

斜，亦只數度，所以在實用上，風之動向，可視為水平的。若

必欲研究空氣垂直之運行，（比水平者為微）當特別記載之。

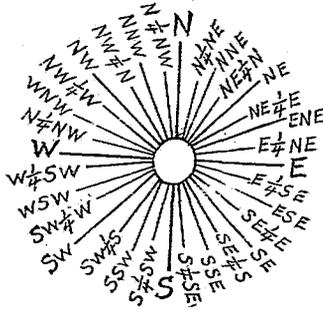
凡風向，以風所自來之方向記之，如北風為北來之風，即自北吹向南之風也。在相當時間，風向不能固定不移，因常有移動，故不宜確定其向。常用之風向記載，為指南針上所列之八向，而中間以八向，即成十六向，有十六方向，則其向之差，不能過兩向間之半，即圓周三十二分之一，或  $11^{\circ}25'$ 。茲列一表如下，以示自北而東十六方向之次序，并其簡載法。

|     |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|
| N   | 北   | S   | 南   |
| NNE | 東北北 | SSW | 西南南 |
| NE  | 東北  | SW  | 西南  |
| ENE | 東北東 | WSW | 西南西 |
| E   | 東   | W   | 西   |
| ESE | 東南東 | WNW | 西北西 |
| SE  | 東南  | NW  | 西北  |
| SSE | 東南南 | NNW | 西北北 |

國際氣象會議，決定以W為西之簡號，因西字英為 West，法為 Ouest。而德之東字為 Ost。其首字母均不一律，為統一計，故選W為記載也。

尚有於十六向間，加以十六向者，即成三十二方向，即以三十二圓分定方位也。其簡號如下圖。

第三十八圖



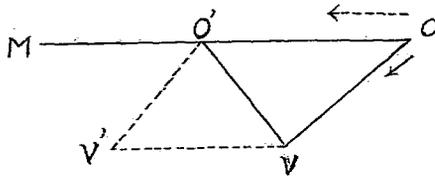
實用上，大概均用十六方向。其最完善之法，則以角度計，自  
 〇至三百六十，自北向東轉一圓周。

風向以地理正北計，不用磁針之北，因磁北與地理正北，  
 有相當之偏向，且各地不同，在同一地點，各時亦不同也。

測定風向，用風向器，此器須至靈動，即極微之風，亦可  
 旋轉，故製造時，須求其摩擦力，特別減小，此器須極平衡，  
 轉軸須極直，而重心即在此軸上，否則全器常偏一向而轉，其  
 活動部分，而尤以距轉軸較遠之部份，其質量以小為貴，但須  
 注意，勿令其對於全器之堅固有妨礙。設風向器過重，一動則  
 不能於應止處停止，大風時，往往風向器有突然振動之象，即

此故也。此器應置於高處，四圍均無障碍物，否則能生一種空氣旋流，以致風向錯亂。至其直竿須達於屋內，竿之下端，嵌一風向盤，盤之方向，須極確定，上附一針，以示風向，此種佈置，不特便於夜間觀測，即任何時間，亦可測得風向也。

第三十九圖



在汽船上，風向頗難確定，以其所表示者，非風之真向，而為風向與船向之合向。如  $OM$  為船所行航路，設其始為靜風，一分鐘後，行至  $O$ ，設無風時，則烟筒所出之烟，與航行之路同向，設有風時，其風之向為  $OV$ 。而一分鐘時間，適行  $VO$  之距離，則船自  $O$  至  $O'$  時，烟必自  $O$  移至  $V$ ，其在  $O'$  點觀測者，則見其在  $V$ ；其自  $O$  至  $O'$  間所見之烟，均同此向，故所有之烟，均依  $O'V$  線排列，依此則所測之風向為  $O'V$ ，與風之真向  $OV$ ，完全不同，所以欲求風之真向，

須知船之行向，及其速度，若船行與風同向同速，則乘船者不覺有風，乘汽球上升，常見此現象，若船在靜風中，則乘船者，覺船與風反向，且與之同速。

(四十五) 風速或風力之測定：測風之強度，有兩種，一為其速度，即謂在一單位時間，空氣所經行之路，一為風用於任一阻礙物上之壓力。

風速，大概以每秒若干公尺計，(m/s)如云風速二公尺，即謂風能攜帶一輕物置於一秒鐘時間，能行二公尺之路，有時亦有以每小時若干公里計，其法亦至簡，因一小時等於 3600 秒，一秒一公尺，即一小時 3,6 Km，則每小時  $n$  公尺者，等於  $n \times 3.6$  公里，反之，若知每小時若干公里者，如  $m$  公里，即等於每秒鐘  $\frac{m}{3.6}$  公尺，在氣象上，均以每秒若干公尺計。

風壓係於以風用於正，垂於其方向一平方公尺之面積，所生之若干公斤壓力計。風速與風壓有相當之比例，即風壓與風速之平方有比例，據實測每秒一公尺之風速，其壓力為  $0.076 \frac{kg}{m^2}$ ，若風速為每秒二公尺，其風壓為四倍，即  $0.304$ ，若每秒四公尺，則風壓為  $1.216$ ，若風速為每秒四十公尺，則風壓當等於  $122kg$ 。

風速之測定，用風速表 Anemometer，現時最簡單而最適

用者，爲魯濱孫 Robinson 風速表。此表有四平橫竿，形如十杯風速法字架，竿之四端，各嵌一半圓杯，竿之中央，爲一軸在軸樞上旋轉，其竿端之半圓杯，凹面均依一向轉，俾全器轉時，其當風前，兩體相反，一爲凹面，一爲凸面，風壓力對於凹面，比對於凸面大，故無論風向如何，其旋轉機，均依一向而轉，且凸面常在前半，圓杯之速度，較風之速爲小，約小兩倍半至三倍，此項比例，每按風速而異，故每器須爲校正，在任一時間，風速表旋轉數，可以機力在計數表上記載之，或用電爲傳達，如已得其比例，則可直接求得風速。

Robinson 風速表，頗多錯誤，此器過重，且距軸較遠處爲甚，其當風之有用面積太小，是以風速突變時，必須相當時間，風速表始能記載其應有之風速，而風已息時，則已動之風杯，不能即停止，是以不能確依風速之變化而變化。且其記載數，亦因摩擦而異，與儀器之保護與上油，亦大有關係。是以常有建議，改易以較精確較複雜之器，但此器亦有優點，以其堅固而簡單，且無須依風向而設置也。

量風壓之器，爲一已知面積之平鐵片，依正垂風向而轉，片後有一彈簧，即以此彈簧之彈力，定若干公斤之壓力。此器不甚適於實用，必須安於風向器上，俾其常正垂於風向，但若

風向器稍有活動，則此條件不能適用，且須有兩器，一量大風力，一量小風力，以凡能量風壓二百公斤至三百公斤之器，不能用以量每秒一、二公尺風速之風壓，以其只等于每平方公尺  $0^{kg_1}$  至  $0^{kg_3}$  之風壓，遂無所表示也。

尚有一器，不用鐵片，而用一管，此管上閉下通一流質壓力計，用管之吸力，表示風之壓力，以此項吸力，與風速之平方，有比例，此器構造，尚甚簡單，若設計精良，當可得一精確之風壓計。

大概風速表，如魯濱孫氏之類，可以量長久時間之平均風速，其壓力或吸力之風壓表，可以量定任何時間之風力，或最大之風力。如無風速表，可用鮑福氏 Beaufort 風階，陸地自 0 至六，海上自 0 至十二，習之既久，亦可以定風之速度也。

(四十六) 風向之表示法 風向平均之計算：討論風向，頗為不易，因無從求其數學上之平均，如其他氣象要素，所以欲表示風向，只可應用下列之法：

先計算在任一時期間，某風向計有若干次，即風向頻率，如

|   |    |     |    |    |     |     |     |
|---|----|-----|----|----|-----|-----|-----|
| N | 7  | NNE | 15 | NE | 30  | ENE | 21  |
| E | 46 | ESE | 34 | SE | 6   | SSE | 10  |
| S | 26 | SSW | 54 | SW | 150 | WSW | 207 |

W 143      WNW 120      NW 89      NNW- 34

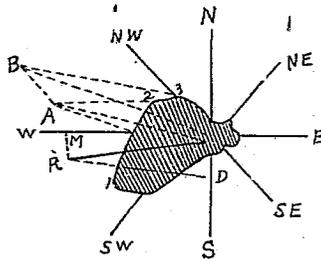
次乃作一圓周，分十六等分，並分載各風向筒號於半徑之端，於各半徑上，按照其方向，將其風向次數，按比例載之；即得一風向頻率圖，觀此圖，即可瞭然於主風之方向。乃用此圖，應用力學中同點力求合力平行四方法，求風向平均，法於圖中 1 點作一線平行於 NNW 向又於 2 點，作一線平行於 W 向，即成 120A 平行四方形，其聯 O 至 A 之 OA 線，即 NNW 與 W 之合向也。又自 A 點作一線平行於 NW 向，自 3 點作一線平行於 OA，成 OAB3 平行四邊形，OB 線為其合向，即可代表 W.NNW.NW. 之合向，依此漸進，即可得一直線 OR，即平均風向，即所測風向之幾何的合向也。

尚有一法，所得之成績相同，且尤為明瞭而準確，此法係以 N. E. S. W. 四合向，代十六分向也。

如求北合向，用下列四數之和，（一）北向次數，（二）NNE. NNW 兩風向次數之和，乘 0.924，（三）NE NW 兩風向次數之和乘 0.707，（四）ENE WNW 兩風向次數之和乘 0.383，東之合向為下列四數之和（一）E 向次數（二）ENE ESE 兩風向次數之和乘 0.924，（三）NE. SE 兩風向之和乘 0.707（四）NNE SSE 兩風向次數之和乘 0.383，

南合向爲下列四數之和，(一) S 向次數 (二) SSE SSW 兩風向之和乘 0.924，(三) SE, SW 兩風向之和，乘 0.707，(四) ESE, WSW 兩風向之和乘 0.383；西之合向爲下列四數之和，(一) W 之風向次數 (二) WNW WSW 兩風向次數之和乘 0.924，(三) NW SW 兩風向次數之和，乘 0.707，(四) NNW SSW 兩風向次數之和乘 0.383。

第四十圖



用上舉之各風向次數，作爲計算，得北合向 193，東合向 132，南合向 287，西合向 656，其 N 與 S 之較爲 94，南向爲多，E 與 W 之較爲 524，而以西向爲多。乃在圖上自 O 點始，於西上截一段，比例等於 524，於南向上截一段，比例等

於 94，得 OM，OP 兩線，則用此兩線，作一長方形，其對角線 OR，長度及方向，即所求之風向之平均也。

欲所求之風向平均，有相當之應用，必南北與東西合向，彼此有相當之差，設如各方，幾乎相等，則可謂無平均風向之可言，以各向之風次數之差不遠，所求之合向亦甚小也。此所謂風向平均，計算所得，本無物理之意義，不過可以表示觀測之細點耳。

如上述之風向平均計算，只用風向之頻率，若欲表示風之運行真意義，即依方向及速度之真相，應以每向所有之總風速代其頻率，若各向風速之平均相同，此兩者計算所得之結果當相等。

以上所說之四合向，計算風向平均法，係根據於投影法，凡某向合力，在某一方向之投影，等于各分向在此方向上投影之和，如求 NNW 在北向之投影，等于 NNW 向之頻率乘  $22^{\circ}30'$  餘弦，其數適為 0.924，其 N 與 NW 所成之角  $45^{\circ}$ ，其餘弦等於 0.707，而 N 與 WNW 所成角為  $67^{\circ}30'$ ，其餘弦等 0.383，即各乘數之來源也。

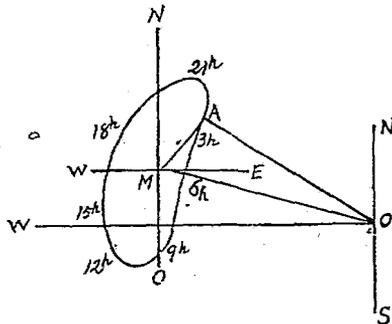
如不用圖法，求合向，而用公式，則可得 OR 之度，為  $OR = \sqrt{(N-S)^2 + (E-W)^2}$  而其方向如以角度計，即自北轉

東,與子午線所成之角,  $\text{tg}\alpha = \frac{E-W}{N-S}$  此種表示,當更為精密也。

(四十七) 風向週日之變象: 風向週日變象, 甚難確定, 因地面種種影響, 如地勢之崎嶇, 近山近海等; 變象均異也。若空曠之大海或大平原, 或高空中, 則可測得其變象。

茲舉巴黎 Effel 鐵塔, 觀測風向之成績為證下列第(四十一圖)為六, 七, 八, 三個月 Effel 鐵塔上之平均風向週日變象, O 為風圖之中心, OM 為二十四小時之平均風向, 在 W 與 WNW 之間, 而偏於 WNW。欲知一日任一時之平均風向, 聯 O 點至圖之曲線上某時之點, 即得。圖中每三小時有一點, 觀圖可見七時三十分與十四時平均方向適為 W, 而二十三時平均風向適為 NW。

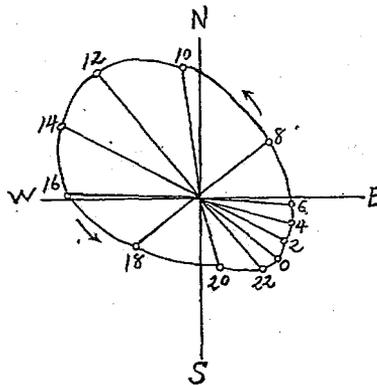
第四十一圖



任指一時，如在曲線上之A點，其AO直線即一有定風向，OM，與無定風向 MA 之合向，以其為 OA 及 MA 所成平行四方形之對角線。觀圖可見 MA 以 M 為中心，旋轉一周，其轉向與表針同向，二十時此線指北，四時三十分，此線指東，九時此線指南，十二時至十七時此線指西，可見其與太陽同向，自東徂西，而經南，即表示北半球，週日風向之變象。

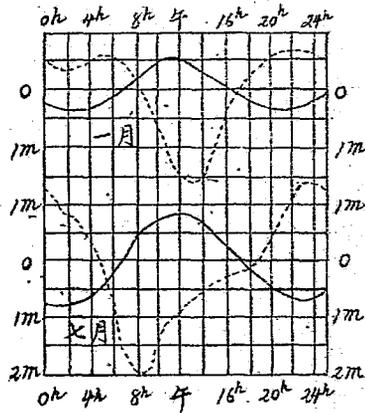
至南半球則與之相反，據在南美洲所測，與太陽逆向，或與時針逆向，(第四十二圖)此種學說，姑作一參考，尙未能有準確之證明也。

第四十二圖



(四十八) 風速週日之變象：風速週日變象較為明顯，且各地之姿勢均同，其例如下，風速變象，夜間甚微，至太陽升時增加，至溫度最高後最大。(觀四十三圖)其振幅夏比冬大，青島冬一公尺五，夏二公尺，若其他條件均同，則晴天比陰天大。此現象之解釋，至為簡單，夜間低處空氣溫度常有逆增現象，其最近地面處為最冷，此已為空氣穩定之一因，日中則不然，低氣甚熱，平衡不穩定，而空氣遂動搖，因此而上層空氣降至下層，其速度較大。且相近兩空氣層，其溫度相差較大，亦為生風之原因。

第四十三圖



此種現象，在低處均有之，惟至高處則不同。觀巴黎 Effel 鐵塔，其風速器距地面三百零二公尺，所見之變象，已大不同，在高山所見者相似。

四十三圖中斷線曲線，即 Effel 鐵塔週日風速之一月與七月現象，一月風速頗大，自夜二十一時起至早七時，風速無甚變動，至八時後低減甚速，至十四時有一最小速度，斯時之溫度適為最高，乃漸增以至於夜晚，其在 300<sup>m</sup> 處，風速最大最小之差為二公尺，其曲線之姿勢，適與地面所見者相反。至七月則最大最小風速之差為三公尺二，其姿勢與冬季相似，不過最小發生時間較早，在九時耳。此類變象之原因，為日中下層空氣垂直之動搖，已如上述，因有動搖，挾其下層小速度空氣，加入上層大速度空氣，其結果減少上層之風速度，增加下層之風速度，而生下層之最大與上層之最小，且下層一日變象之較差，既夏較冬為大，則在日中，地面風速最大時，下層空氣餘流所生之上層減度，必不甚靈速，所以在夏季上層最大之速度，不在下午十四時，而在上午九時或十時也。

(四十九) 風速之週年變象，風速按高度之增加：關於風向週年之變象與時令有關，當於論大氣運行時詳說之，此節專論風速週年之變象。

在中緯度各地，冬季之風，比夏季為大，在較高之處，尤為明顯，因冬季各緯度間，溫度之差甚大，實為生風之大因。故冬季往往有極大之風，如在 Effel 鐵塔上，夏季之平均風速，為每秒七公尺八，冬季為每秒九公尺九，青島風速平均，七月為五公尺四，一月為六公尺一，亦夏比冬為小。地面上之較差較小，因夏季日中地面溫度高，而生一種搖動，使其平均增高，夜間無動搖狀況，始恢復原狀，故平均較高，青島夏季日中風速平均在五公尺至六公尺強，夜間在四公尺至五公尺，冬季則日夜均在五公尺至六公尺之間。

德國 Nuen 無線電臺塔之觀測成績如下表

|     |                         |      |      |      |      |
|-----|-------------------------|------|------|------|------|
| 高 度 | 2 <sup>m</sup>          | 16   | 32   | 123  | 258  |
| 迅 速 | <sup>m</sup> /s<br>3.33 | 4.65 | 5.40 | 7.02 | 8.26 |

依此實驗，則其比例之公式為  $\frac{V}{V_0} = \sqrt[3]{\frac{h}{h_0}}$

日本東京無線電塔之觀測成績如下表

|     |                         |      |      |      |      |
|-----|-------------------------|------|------|------|------|
| 高 度 | <sup>m</sup><br>0.9     | 1.6  | 9.3  | 26.9 | 61.6 |
| 迅 速 | <sup>m</sup> /s<br>0.60 | 0.92 | 1.63 | 2.75 | 3.82 |

係此實驗則其比例式為： $\frac{V}{V_0} = \sqrt[3]{\frac{h}{h_0}}$

巴黎 Tour Effel 與巴黎氣象局風速平均之比較，則在氣象局風塔高二十公尺，平均風速為 2 公尺一九，Tour Effel 高 302 公尺，平均風速為 8 公尺 7。約大四倍則其實驗為

$$\frac{V}{V_0} = \sqrt{\frac{h}{h_0}}$$

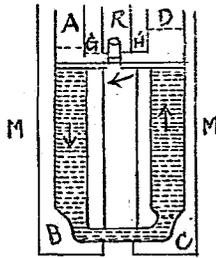
各式中  $v$  與  $V_0$  為高度  $h$  與  $h_0$  之平均風速。

依各地之觀測而見風之速度，距地面遠者增加甚速，但不能有絕對之比例耳。地面風力之減殺由於摩擦之作用，因地面崎嶇及樹木房屋等，均為風之阻礙，而有摩擦也。此所以在海岸之地，海風常比陸風大，依雲與探測汽球之觀測，似風速依大氣高度而增加，但無精確之比例耳。距地面二三百公尺之增加頗驟，因至此，地面之摩擦初去，再高則增加較緩矣。此種大氣中，風速依高度之漸增，不過僅屬折中現象，並非常定而有規則者，是以有時上升高空，數氣層相疊，其運行之方向及速度，完全不同，有時且見地面風速至大，至高處反而減小，到二三千公尺高，亦有為靜風者。但無論如何，以雲與探測汽球之觀測，風速平均依高度而增，在美洲所作之觀測，八千至一萬公尺高，風速約每秒三十公尺，如在青島觀測，則升至五千公尺，風速有過二十公尺者，上海所測升六千公尺，風速有過二十五公尺者，此可見高空風速之大。總而言之，可謂

愈向高空，風速與氣壓成反比例。

(五十) 生風之原因，風與溫度及氣壓之關係，氣壓梯度：設地球面與大氣之溫度，到處均同，則無生風之理由，即空氣不能自此區移至彼區，是生風之第一原因，當求之於大氣與地面所測溫度之差。

為求易於明瞭起見，舉流質之運動為例：*Spring* 造



如有兩直管 A.B. 下端有一橫管 BC 相通，上端有橫管 GH 相通，但此管之中有一活栓 R，可以開關，以便使兩直管相通，或不相通。其 GH 與 BC 之直距為一公尺，而直管外有套管 M.M'，可以灌水或通熱汽，令管之溫度常定，其始兩直管之溫度，常為十度，而活栓放開，於管中貯無空氣淨水，其高度至 GH 平面為止。乃將活栓 R 關閉，灌水於 M 套中，

使 AB 管常為十度，輸水汽於 M' 套中，令 CD 管水溫度達一百度。

如此則 CD 管中之水澎漲，當在十度時，高度 CH 為一公尺，至 100° 時，其高度為一公尺〇四三，而 AB 管仍為十度，其坡度不變。在直管下端 BC。兩平面所受之壓力相同，惟 CD 管中，所貯水之高度增高，故其密度則與之反比而減，即壓力在 BC 平面上不變，而在 BC 以上，其他各高度上之各平面，則不然。可見在任一平面上，熱管中之壓力，較冷管為大，其兩者壓力之差，與其與 BC 平面之距有比例。如在 GH 平面，則 CD 熱管比 AB 冷管多四十公厘之流質。設於此時，開放活栓 R，則 H 上壓力原較 G 上之壓力為大，水乃自 H 流向 G。於是 C 處之壓力減，因有一部份之水自 CD 管流出，而在 B 則壓力加增，因其增加一部份自 CD 管流入之水，故 B 之壓力，比 C 為大，而在 BC 平面壓力不平均，水乃自 B 流向 C。設兩管之溫度仍各為 100° 及 10°，則所有全體流質，均依 HG BC 之向而運行，其初為加速，繼則因摩擦而轉成均速。

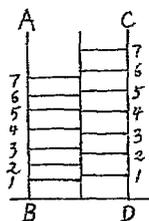
至運行均勻時，則見兩管中之高度不同，在熱管 D 水高於 GH 平面二十九公厘，而在冷管 A，則高於 GH 平面十四

公厘，是 H 所受之壓力，比 G 所受之壓力為大，其差為十五公厘。在 R 活栓未開之前，運行未開始時，原為四十三公厘；而在 BC 平面上，則在 B 其壓力為高一〇一五公厘溫度十度之水壓，而在 C。則為高一〇二九公厘，溫度一〇〇度之水壓，等於  $1029 \times \frac{1000}{1043} = 987^{\text{mm}}$  溫度十度之水。則在 B 之壓力比在 C 者多  $1014 - 987 = 27^{\text{mm}}$  高度之水重。

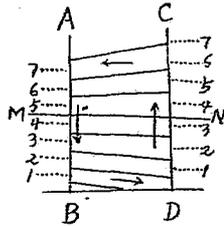
約言之，則因兩管溫度常不相同之故，而得下列三例，

(一) 在 BC 平面熱管方之壓力較冷管之壓力為小。(二) 在 GH 平面則熱管方之壓力比冷管方為大。(三) 在 BC 平面以上某一高度處，其壓力兩管相同，在上舉之例，此高度為  $655^{\text{mm}}$  此兩管壓力相同之平面，名之為中性平面。Plan Neutre 在此中性平面以上，同平面之壓力熱管較冷管為大，而在此中性平面以下，則同平面之壓力冷管較熱管為大。

試以此試驗之成績，應用於空氣，設有兩空氣柱 AB, CD, 其始兩柱之氣壓溫度均同，而中有一障隔，若 CD 增熱，而兩柱只於下端相通，則在 BD 之壓力相等，兩柱之間，毫無運動發生，且在兩柱中，其同壓面均為水平的。但在熱空氣柱 CD, 其每同壓面之距離較冷空氣柱 AB 為大，而在與 BD 底相距之某高度上，熱空氣柱之壓力，比冷空氣柱之壓力為大。



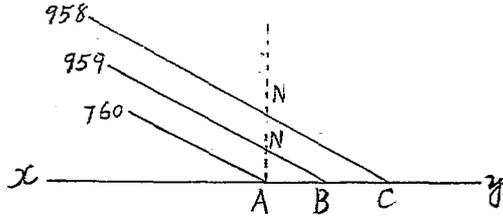
若令此冷熱兩空氣柱，自上端相通則在熱空氣柱之上端，在同一平面上，其熱管之氣壓比冷管大，故空氣自 C 而 A，因此而 CD 柱之壓力減，AB 柱之壓力增，故在其底 B 之壓力大，而空氣乃自 B 而 D，設此兩柱之溫度均常定，距 D 底相當高處，有一中性平面，此平面為水平的，在此平面內到處之壓力均同，在此中性平面以上，其等壓面均為傾斜，自熱方 C 向冷方 A，而在一水平面內，壓力自 C 向 A 減，氣體之運動，亦自 C 向 A，在中性平面以下，其等壓面，亦為傾斜，但係自 B 向 D，而在任一水平面內，氣壓自冷方 B 減向熱方 D，氣體之運行，亦自 B 向 D。圖中 AB 左方與 CD 右方之點線，以示運動未開始之前，各平面上之壓力。



可見空氣環旋一周，必有 DC 之上升運動，與 AB 之下降運動。但在自然界中，其垂直運動之範圍，比之水平運動為小，因在大氣中，上升下降氣流，至多不能過十五公里，而水平之運行，即圖中 BD 之距離，達數百公里者常有之。

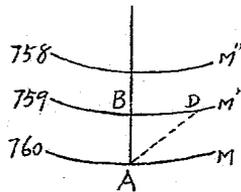
據上述理由，可見兩區域間，當其溫度均一時，等壓面為永平的，至其溫度永久不相同時，等壓面為傾斜的，只有在某一高度處，其等壓面為水平的，以其為中性中面也。在中性平面以上，則等壓面自熱區斜向冷區，而在中性平面以下，則自冷區斜向熱區，是則出中性平面以外，所有水平平面之內，均無等壓者，其平衡條件不合，空氣開始運行，故在水平平面內，空氣自高氣壓向低氣壓運行，此為生風最普通之原因。

第四十圖



設在地球面任一點 A 在某一時間其氣壓為  $760^{\text{mm}}$ ，自 A 點始，在 xy 方向上，有 B.C……等點，其共同時間之氣壓變差甚速，如  $759^{\text{mm}}$   $758^{\text{mm}}$ ……，又因氣壓依高度而減，故在 A 之上有一 N 點，其氣壓為  $759^{\text{mm}}$ ，與 B 點同，有 N' 點，其氣壓為  $758^{\text{mm}}$ ，與 C 點同，……其各等壓面，均為傾斜的，如四十七圖中所載，是以上述之等壓線，即此各等壓面與海平面之交切線耳。故在地面上，任一水平平面內，其氣壓之變化愈速，即 A.B.C. 諸點距離愈近，則風速愈大，AN 為相聯兩等壓面之直距，其變化不大。如自 A 點（氣壓  $760^{\text{mm}}$ ）為起點，依 Laplace 公式，計算溫度為  $0^{\circ}$  及  $20^{\circ}$ ，其 AN 之高為十公尺五二，與十一公尺二九，若 B 點與 A 點愈近，

等壓面之斜度愈大，所以在 A 點之斜度，與此點之風速，有相當之關係。



地面之等壓線，原為等壓面與水平面或海平面之切線。如有  $M, M', M'', \dots$  等壓線，自 A 點作一 AB 直線，正垂於相聯兩等壓線  $M, M'$ ，則 A 周圍氣壓之變差，在 AB 向者，比其他任何方向，如 AD 者，為速，因 AB 為  $M$  與  $M'$  兩等壓線最短之距離也。故空氣自 A 點由高氣壓向低氣壓行，必依 AB 方向，所謂氣壓梯度 Barometric Gradient 者，在每一單位距離間，(如 AB) 氣壓遞減若干公厘是也。在實用上，為求適用起見，擇地球經線弧一度之長，即一百一十公里一之長，為此單位，欲求氣壓梯度者，以其兩點間距離若干經線弧度，即若干一一一公里一，分其兩點氣壓之差，即得。但須注意此兩點，當在與兩等壓線，成直角之直線上，如云，氣

壓梯度一、二、三、即謂在正垂於兩等壓線之方向 AB 直線上，自 A 至 B，每移動一百一十公里，其氣壓之差為一公厘，二公厘，三公厘也。

在任一點，風速之大小，與此點周圍氣壓之變差有關，即謂與氣壓梯度有關也。實驗所得，則凡梯度小於一者，風速小，若梯度大於四或五，則風速至大。梯度之單位，為假定的，所以便於實用也。若與其他力相比，自應改用之簡位。

此至小之力，足以使空氣運行之理，至易於解釋。試仍令 AB 之距離為一百一十公里，其兩點氣壓之差為一公厘，即梯度等於一，已足以生和風，依 Laplace 公式所計算 AN 之高度小於十一公尺，則 NB 斜面之傾斜度必小於  $\frac{11}{111100}$  或  $\frac{1}{10,000}$ ，則可令空氣自 A 至 B 之力等於一重體自斜面下降，其傾斜度  $\frac{1}{10,000}$  之力，其風速已為和風，即令其為猛烈之風，其傾斜度亦不過一萬分之幾耳。可見以此力與普通之力如重力者相比，為較強矣。

(五十一) 地球旋轉之影響 風與梯度之偏向：若地球扁平而不動，則風之方向，即梯度之方向，即氣壓變差最速之方向也。但地球為圓形，依極軸而轉，自西而東，速度至大。每恒星日或二十三小時五十六分三秒五或 36163 $\frac{5}{10}$  平時轉一周，則赤道上任

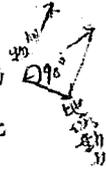
一點，自西而東，其速度爲每秒四百五十五公尺，緯度愈高，其速度漸減，至四十五度，尚有每秒三百二十七公尺之速度，至七十度爲一百五十九公尺之速度，至兩極則等於零。任一物體，在地球某一向拋出，必依其拋向而行，但在此物體下，地球因有自轉而移轉，則此物體對於地球之比較的運動，即吾人所實測之運動，必因此地球之旋轉，而較爲複雜矣。

天文家 Hadlay(1735)爲最初發明地球旋轉，能影響於大氣之運行者。其理由大概如次，設一束空氣，在北半球向北拋出，其起點在緯度三十度，其初向則依經線，在緯度三十度，地球旋轉速度爲每秒四百〇三公尺，此束空氣，實有兩種速度，一拋出之速度，依經線方向，一依緯線方向，自西而東，即此束空氣起點處地球旋轉之速度，至三十一度時，地球旋轉速度，只每秒三百九十四公尺，空氣到此，仍保留其原行速度，則比其所到達緯度之速度，爲 $403 - 394 = 9^m$ ；所以風之方向，若爲完全南向者，至此則偏向東，即偏向原運動方向之右，而原運動，若係自北而南，其偏向尤向右，但若在南半球，則偏左，與在北半球者，成爲對稱的。

Hadlay 此種理想，雖完全不合，但可利用以求此現象之大概，依此理想，可以觀察風之偏向，與原來之方向有關，若

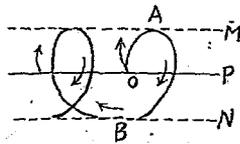
風向依經線，則偏向為最大，風向愈斜，則偏向漸微，若風向依緯度，則無偏向。

在力學中，證明無論原始運動之方向如何，凡地球旋轉，對於其他面上運動，所生之偏向，均相同。為求大氣運動之理想簡單計，假定地球為不動，但須於實施於物體之主動力上，加一假力，或偏向主動力，即地球旋轉所生效果。此偏向主動力，以正垂方向，施於運動之方向，此方向如何不計也。在北半球則向右，南半球則向左，各條件均同時，與運動之速率有比例，且與緯度有關，在赤道上為零，漸增至於兩極。



此例由下列公式而來，即地球偏向主動力，為  $D = 2\omega V \sin \lambda$ ，  
 式中  $V$  為風速， $\lambda$  為緯度， $\omega$  為地球旋轉角速度，以每秒若干公尺計，其值  $0.0000729$ ， $\omega = \frac{3.1416}{86114} 0.0000729$

第四十九圖



地球運動偏向之影響，與繞一點旋轉運動之所謂離心之實力，不能互相同化，以其僅為慣性之作用耳。常施於與物體運動方向成垂直向之方向，而時時更變此方向，但不變更其速度。如一動體，在地球面，以每秒十公尺之速度拋出，對於地球不能保守其原始方向，設毫無摩擦及阻礙，則可永久保守其原始速度每秒十公尺。在北半球任一緯線  $OP$  上之  $O$  點始，漸向右斜，以達於近極之緯度上  $A$  點，至此其運動自西而東，適沿此緯度行，既而下降，割原始發動之緯度，而達第二界線之緯線  $BN$  之  $B$  點，至此仍沿緯線而運行，但係自東而西，自此點起，又復上升，其速率仍為每秒十公尺，如此連續運行，作成連列之旋卷形，界於兩緯線  $AM$ 、 $BN$  之間，以兩界線之部位，與  $O$  點之緯度，及原始風向及風速有關，此卷形曲線，名曰慣性曲線。

此種意義，可用以論地球面空氣之運動。試設等壓線  $A$ 、 $B$ 、 $C$ 、 $D$ 。均係直線，互相平行，而不移動，在任一點  $M$ 。其梯度為  $MG$ ，自高氣壓向低氣壓，若地球扁而不動，則其空氣依  $M$   $G$  方向運動，但因地球旋轉，故偏向右（北半球）而成  $MS$  方向，其假偏向主動力，則為  $MT$ ，與  $MS$  成垂線，而在其右，此主動力，與運動之速度及緯度有關，其次則須計及摩擦影響



$\widehat{MRT}$ ，與  $MT$  及  $MF$  兩度之比有關，對於比較為微之速度，如風之風速，則摩擦力  $MF$  如  $MT$  與風速有相當之比例。但此兩長度相比，則與速度無關，僅依空氣摩擦係數，（與  $MF$  有關）即每秒一公尺速度之摩擦值及緯度（ $MT$  有關）而變化。設摩擦力小，（如在海平面上） $\widehat{GMS}$  角度大，則風向對梯度之斜向為大；若摩擦力大，（如在不平之地有樹木或屋宇）則大不同。風向對於梯度之角，亦依緯度而增。統言之，此角與風之速度，及梯度之大小無關，而風之速度則不然，與梯度空氣摩擦係數，及緯度均有關係，且證明其與梯度有正比。

節言之，若氣壓之分配為平行直線之等壓線，而空氣運動依一直線，且有常定速度，此運動受下列諸例之支配，（一）風向斜向梯度，在北半球斜向右，南半球斜向左，（二）風向與梯度之值，及風之速度無關，在赤道為零，而緯度愈增愈加，摩擦力愈小此角度愈大。（三）風之速度與梯度有比例，緯度或摩擦力增加，速度減小。

因風之通運動，所受之摩擦力常甚微，故風對於梯度之偏向，常甚大，在中緯度各地風與梯度所成之角，常在  $45^\circ$  以上，有時可達  $80^\circ$ ，是以風向常較近於等壓線，較遠於梯度。按上圖，則可見若向風而立，使風吹於面上，即謂自  $M$  向  $F$ ，

則在北半球低氣壓在右且微向後，高氣壓在左，且微向前，而在南半球，則相反。此例常以求高低氣壓對於觀測者所在地，相當之部位，只知風之方向，即可推而知之。此例名曰 Buy Ballot 公例，即首創此例之人也。

依上述之第二例，風向與梯度所成之角，摩擦愈小者愈大，是以在海上此角度比陸上大，高空比地面大。依第三例，同一梯度，摩擦愈小風力愈大，是以在海岸之地，風來自陸地者比來自海洋者為小。

以上之例，可以下法證明之。試以  $M\gamma$  代  $mG$  即梯度，為單位，（如力學之以公尺為長度之單位，公斤為力之單位）乘以一常定係數如  $m$  即  $MG = m\gamma$ ，其  $MT = 2\omega v \sin \lambda$ ， $MF = KV$ ， $K$  為摩擦係數，設  $\alpha$  為風向與梯度所成之角， $\widehat{GMS}$ ，或  $\widehat{MRT}$ ，即在  $\widehat{MRT}$  三角形得，

$$MR^2 = MG^2 = MF^2 + RT^2 \quad \text{及} \quad \text{tg} \alpha = \frac{MT}{RT}$$

以  $MT, RT, MR$  之等值代入即得

$$\text{tg} \alpha = \frac{2\omega v \sin \lambda}{KV} = \frac{2\omega \sin \lambda}{K}$$

$$m^2 \gamma^2 = 4\omega^2 V^2 \sin^2 \lambda + K^2 V^2$$

$$V = \frac{m V}{\sqrt{4\omega^2 \sin^2 \lambda^2 + K^2}}$$

此即上列簡單例所用之根據。惟等壓線為曲線，而非固定，自不能若是簡單，而風與梯度之關係，自應另加計算，但較為複雜，須計及風所成軌道曲線之半徑耳。

各地摩擦係數表

| 地點 | 梯度角  | 地勢 | 緯度   | 摩擦係數      |
|----|------|----|------|-----------|
| 北歐 | 56°5 | 陸  | 61°  | 0.0000845 |
| 西歐 | 77.2 | 海岸 | 51   | 0.0000258 |
| 北美 | 42.2 | 海岸 | 37.5 | 0.0000803 |

設令等壓線為曲線，R為軌道半徑，V為風速，G為梯度，S為空氣密率，則有下列之等式，

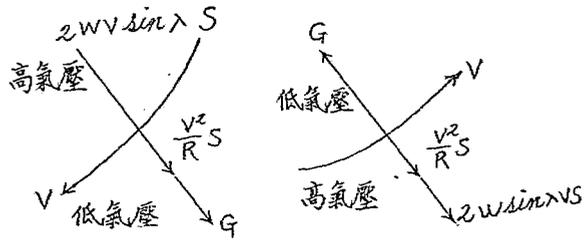
$$G = 2S\omega V \sin \lambda \pm \frac{SV^2}{R}$$

此  $\frac{SV^2}{R}$  為因曲線運動所有離心力公式，其號有正負者，因其有時與地球偏向力同向，有時與之反向，其負號者，為反旋風即高氣壓，正號，為旋風，即低氣壓也。

而其速度，亦可以下列之式求之。

$$V^2 + 2\omega \sin \lambda R V + \frac{R}{S} - G = 0$$

第五十一圖



知各數以二次方程式求之即得V矣。

用上公式，可按各種曲線半徑，求高氣壓及低氣壓相同梯度之風速，列表如下：

| 低<br>氣<br>壓 | 曲線半徑 | 梯度 (以每度若干mm計) |      |      |      |      |
|-------------|------|---------------|------|------|------|------|
|             | km   | 1             | 2    | 3    | 4    | 5    |
|             | 200  | 8.5           | 11.2 | 15.1 | 18.4 | 21.4 |
|             | 400  | 7.3           | 13.1 | 18.0 | 22.4 | 26.4 |
|             | 600  | 7.6           | 14.0 | 19.6 | 24.6 | 29.3 |
|             | 800  | 7.8           | 14.5 | 20.6 | 26.1 | 31.2 |
|             | 1000 | 7.9           | 14.9 | 21.3 | 27.2 | 32.6 |
|             | ∞    | 8.5           | 16.9 | 25.4 | 33.9 | 42.4 |

| 高 | 曲線半徑     | 梯度 (以每度若干mm計) |      |      |      |      |
|---|----------|---------------|------|------|------|------|
|   |          | 1             | 2    | 3    | 4    | 5    |
| 氣 | km       | m/S           | ''   | ''   | ''   | ''   |
|   | 200      | ''            | ''   | ''   | ''   | ''   |
|   | 400      | 11.5          | ''   | ''   | ''   | ''   |
| 壓 | 600      | 10.0          | ''   | ''   | ''   | ''   |
|   | 800      | 9.5           | 23.0 | ''   | ''   | ''   |
|   | 1000     | 9.3           | 21.0 | 40.0 | ''   | ''   |
|   | $\infty$ | 8.5           | 16.9 | 25.4 | 23.9 | 42.4 |

其無盡號者為直線等壓線。旋風 cyclone (低氣壓(氣旋))

反旋風 Anticyclone (高氣壓(反氣旋))

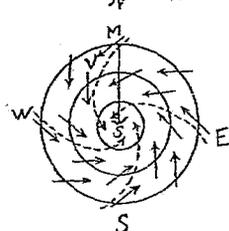
(五十二) 旋渦運動 旋風與反旋風之原：前例所說，假設等壓線為直

線，但實際上，等壓線多為曲線，茲設其為圓形，而氣壓則自外周增至中心，或自外周減至中心，其梯度則與圓半徑同向，但若氣壓自外周增向中心，則梯度方向自心向外，此為反旋風，或高氣壓；若氣壓自外周減向中心，則梯度方向，自外向中心，是為旋風，或低氣壓；其中心即高氣壓中心，或低氣壓中心。

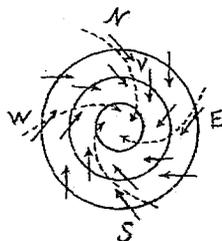
茲先論低氣壓中心，在一點 M，其梯度向中心，方向為 M C，依上節所說，風向偏向梯度之右，則在 M 點，其風向應為 MV，向右與梯度成一偏角。(北半球)設周圍之狀況絕對相同，而其兩極界之高度，亦相差無幾，風與梯度所成之偏向

第五十二圖

旋風



第五十三圖



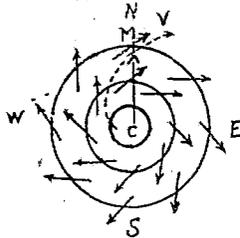
角，必到處均同，風之方向，應以相同角度割半徑，而空氣之運行，遂成爲一種螺旋，如五十二圖所示，故風不依各向，直接湊向於一點，而圍繞此點，成一旋渦，其旋轉，在北半球自右而左，與時針反向，南半球則自左而右，與時針同向。此圍繞低氣壓中心，所成之旋渦，即所謂旋風運動，在北半球之旋風運動，其南來之風，對於心點則爲南東，西風則爲南西，北風則爲北西，東風則爲北東，其南半球之各點亦相類似，惟爲整對的相反耳。

風與梯度所成之角，在旋風運動中，與在等壓線成直線之例相同，與摩擦力及地球旋轉偏向主動力有關，在赤道上，地

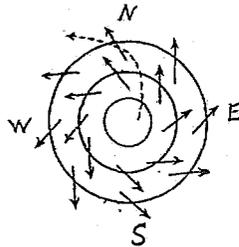
球偏向主動力爲零，故不應有旋渦運動，若其他情形均同，則緯度愈高，此角度愈大，若緯度相同，則摩擦減少，此角度亦愈大，故海洋中，旋渦運動，比在大陸中爲明顯，高空亦較地面上爲明顯。

在旋渦運動之全部，有空氣流，自各方趨向中心，此流之速率，依風之速度及其對於梯度之偏斜而定。但無論如何，此流必然存在，凡低氣壓中心，如能維持原狀，必流至中心之空氣，時時分散，但不能向下，因爲地面，不能向其四圍，因原從四圍而至，故只向上之一道，是以可云，在下層空氣中，凡旋風運動，歷久不息，其中心附近，必有上升運動，空氣上升，同時亦繞心而轉，其實際旋轉，似一螺旋板，微斜向水平線，故上升運行，並非垂直，而有少許之傾斜也。空氣層之高

第五十四圖



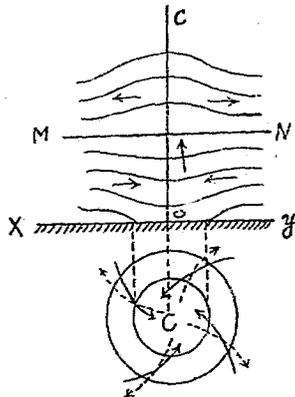
第五十五圖



度，能為上升氣流所到達，只數公里，若與旋渦運動之水平廣袤比較，可謂甚小，以其可達數百公里乃至數千公里也。故空氣達到旋渦運動之最高點至速。

至高氣壓中心，則在任一點  $M$ ，其梯度方向為  $CM$ ，自內而外，其風向在北半球偏向梯度之右，如  $MV$ ，其空氣繞中心而轉，依螺旋而分散，亦在一旋渦運動，但其旋渦之旋轉，在北半球須自左而右，與時針相同，而在南半球則反向，是則高氣壓中心周圍之風向，與低氣壓中心周圍之風向相反，故此周圍高氣壓中心之旋渦運動，謂之反旋風運動。

第五十六圖



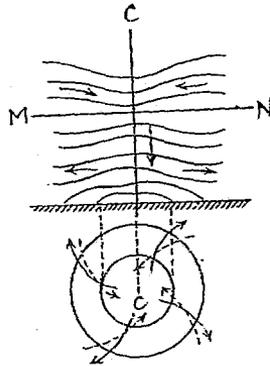
在高氣壓中心，周圍之風爲分散的，則欲此高氣壓中心存在，必時有空氣流，自上而下，達於其中部。故在高氣壓中心，空氣下降，而在低氣中心，則空氣上升。

旋風與反旋風運動，可由溫度之變差而生。設在地面，有一熱中心，（第五十六圖）即其地點之溫度，比周圍各地點爲高，且溫度依各向而遞減。依上第四十八節所說，則此地點上等壓面，因溫度之不同，不能成水平平面，而成凹形，向熱中心 C 傾斜，至相當高度，有水平平面 MN，即中性平面，而在此中性平面以上，中心之等壓面，成爲凸形，則依 OC 中心線上，所生現象，當然與在地面者相反。

在 MN 平面之下，其在水平平面內者，氣壓自外周向內遞減，其等壓線成爲同心圓形，在 C 有低氣壓中心，則凡在中性平面下之區域，均能生一旋風運動，如圖下端所見，但在此中性平面之上，氣壓自中心向外遞減，空氣之運行爲分散的，圖中爲表示水平與垂直所見之現象，其在水平投影上，以滿線示地面風向，斷線示高層風向，即在中性平面之下或其上之風向，可見在一垂直線上之兩點，一在中性平面下，一在中性平面上，其風之方向，能成一角，其角度之大小，可依各種情形，緯度摩擦力等而變。

若在冷中心周圍，即在溫度自中心增向四周之一區域，則空氣運行之情形，完全相反，(如五十七圖)在中性平面之下，等壓面均向上凸起，在其上則向下凹，在地面附近，氣壓自周圍向中心增，是成反旋渦運動，風為分散的。(圖中滿線之風

第五十七圖



向)而在中性平面上，則等壓線自周圍向內減，風為會聚的，圖中斷線，即示其風向。

節言之，在熱中心之旋渦運動，下層之空氣為會聚的，上層之空氣為分散的，而熱中心上有一上升運動。凡冷中心之旋渦運動，下層為分散的，上層為會聚的，在冷中心上，有下降

運動，在此熱冷中心上之上升下降運動，其範圍及速度，均較水平運動爲小，其所達高度，亦遠不如水平廣袤之廣闊，亦如上段所述。

此節所述旋風與反旋風，與熱中心及冷中心相附而成，但有時旋風與反旋風之成，亦不盡由於溫度之差，其理由後當述及。

(五十三) 大氣運行之學說：以上所說，可以解釋大氣運行之公例。先假設太陽在赤道平面上，地球爲完全球形，無崎嶇不平之狀，而各處地質均同，則每一距等闊均同，而溫度亦自赤道漸減，至於兩極，就學理言，大氣之運行，當然依循與赤道平行之各帶，凡在同緯度上各點，空氣之運動均相同。

在赤道上，溫度爲最高，則此大圈上之各點，均成爲熱中心，在任一經線上，等壓面與垂直平面之切線，即如上圖之上端各線，圖中 C 爲赤道，XY 爲南北半球與赤道相距之任兩點，在赤道，因低層氣壓低，高層氣壓高，故空氣在此，有上升運動，所以在赤道下層，空氣爲會聚的，上層空氣爲分散的。

但因地球旋轉之故，此運動有偏向，在北半球偏向右，南半球偏向左，在下層會聚赤道之風，北半球非北風，而爲東北

風，南半球非南風，而爲東南風，此風有規則而常定，謂之恒風。Trade Wind。

在赤道且有一靜風帶，其運動爲上升的，此上升之空氣，平佈於空中，其初起時，且有赤道各點向東旋轉之絕對速度，故於一日間，可繞半徑6378<sup>Km</sup>之圓周一周。如至十公里高，此空氣向東之速度，爲每秒464.<sup>m</sup>4，但其相聯屬之氣層，在旋轉軸6388<sup>Km</sup>應有每秒465.<sup>m</sup>5之速度，方可於一日繞一圓周，則空氣到達此十公里高度時，比其出發點之直線，較爲遲緩，似有向西之趨向，如此，則上升之空氣，在赤道上，成赤道東風，其強度亦依高度而增。既而此空氣，分向兩極愈偏右，（北半球）或愈偏左，（南半球）緯度愈高，其原爲赤道東風，漸轉成東南風而南風而西南風，（北半球）或漸轉成東北風，而北風而西北風，（南半球）且因氣壓梯度，向極之故，其強度亦漸增，至中緯度爲最，因在此區域等壓面之傾斜度爲最大也。

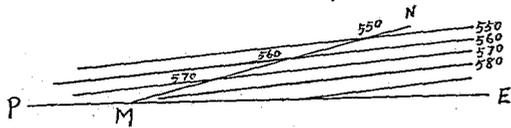
設

只有溫度之作用，則有一低氣壓在赤道，有一高氣壓在兩極，在下層者，空氣由兩極斜向赤道，上層者，空氣由赤道斜向兩極，赤道上有一上升氣流之靜風圈，兩極上有一下降氣流之靜風圈，但因地球旋轉之故。此項運動，尙不能如上述之

簡單。

上層之空氣，係自赤道向兩極，緯度愈高，愈向東斜。以至高緯度，地球偏向主動力愈增也。且高層空氣稀薄，其摩擦

第五十八圖。

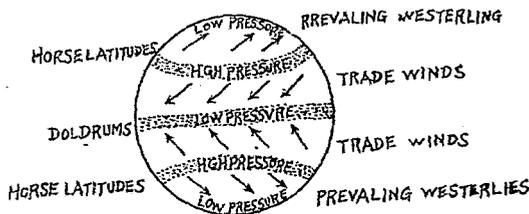


力至微，高空之風，幾與梯度成一垂線，幾成為正西風，漸近兩極，且下降至地面，而保存其頗速之向東運動，即與地球之旋轉方向相同，實則依地軸而旋轉，其速度比地球速度為大，至某緯度，其與旋轉軸距離減小至速，此緯度之加增，可在空氣中發生一至大之離心力，其實梯度比視梯度為小。實梯度與視梯度之分別，略述如下，以等壓面為斜面，與 PE 平面之比，似自赤道斜向北極，但在一點 M，受極強西風之挾帶，其實平面，非 ME，而為 MN，比 PE，尚斜向極，故如五十八圖所載，斜度足用時，實梯度自 M 向 N，與視梯度 ME 反向，視梯度依水平面，而實梯度則依相當速度氣層之平面計，實梯度有時比視梯度大，有時比視梯度小，若等壓面斜度適合

時，其強烈西風之實梯度，比視梯度為小，且反向，若東風，則較大，緯度愈大，此兩者之差愈大。故高層之風，自赤道來者，至某緯度，其向東之速度增大時，其向極之運行，遇有阻礙，有時且停止。據證明，設摩擦方全無，此向東之空氣，因速度過大，離心力增加之故，不能存在於北極附近，必完全被驅返向中緯度。

是以有兩反向之影響，一熱一力，熱之效能，在赤道圈為勝，在此上層之氣層，向東之運動尚微，而離心力之變化亦小，在赤道上，地面為低氣壓，高空為高氣壓。力之效能，則緯度愈高，愈占優勝，減少各層之氣壓，於高層中增加熱之效能，且使高層向極氣壓之低減加速，而在低氣層，則以低氣壓代單獨熱效能相當之高氣壓，是以由赤道自高處來之空氣，至此被

第五十九圖

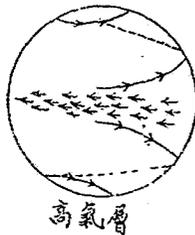


低氣層

阻，而不能達北極，聚集於中緯度三十度或三十五度處，而在其地而，發生一高氣壓，節言之，理論上氣壓與風向之分配，可述如下：

(一) 低氣層 最近地面處，赤道有最低氣壓，南北緯三十度或三十五度處，有一最高氣壓，繼則氣壓漸減，以至兩極。此例子論地球面氣壓分配時，已詳及之。此最高最低兩氣壓圈，所處地點，梯度為零，均為靜風區，其空氣之運行，為垂直的，在赤道低壓帶，為上升，在兩高壓圈，為下降，在此兩區之間，北半球為東北恒風，南半球為東南恒風，而過此兩最高壓靜風圈，梯度向兩極，故風向亦漸與距等圈平行，故距中緯靜風圈（即高壓圈）一定距離處，其風向幾完全西風，觀圖即明此風之原。

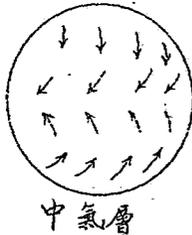
第六十圖



(二)高氣層 在高氣層赤道氣壓最高，漸向北極漸減，其始甚緩，漸至極時漸速；在赤道本區，北半球始為東風，繼則轉成東南風，南風，西南風，西風，南半球東風轉為東北風，北風，西北風，此風速度極大，緯度漸高，漸與地面接近，且因摩擦力微小，故離赤道不遠，與梯度幾成直角，實際在中緯度，為西風，而微有南向之分向耳。

(三)中氣層 在赤道上，有靜風圈，其兩旁亦有恆風，如低氣層，但離地面漸遠，其他兩靜風圈漸近赤道，過此兩靜風圈，以至兩極，其西風亦如高氣層與低氣層，但微有自極向赤道之分向耳。以風之運行，雖確為自西而東，但在高低層均有偏極之分向，欲令風之運行不息，必須上下層有向兩極之風，而中間有向赤道之廻風，此廻風之存在，實測上，已有所證明，但學理上，尙未能確定耳。

第六十一圖



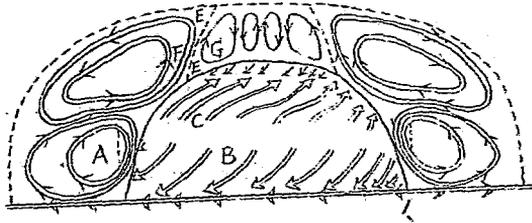
惟依實梯度與視梯度之說，則在此層中，似乎視梯度較高層爲小，而向東之風仍大，實梯度與視梯度反向，如上所述，是以有此現象也。

節言之，在中緯度，及高緯度，低層與高層之風，各高度上風向：幾乎完全西風，且有微向兩極之偏向。（北半球風在西與西南之間）而在中氣層，則微有向赤道之偏向，（風向在西與西北之間）以上所說，未及極上大氣之流行，若就上述力之效能言，似在極上有一低氣壓，但亦未必盡然，若周圍極點有一極冷大陸，則熱之能力，又點優勝，依此則氣壓既至三十五度起漸減至六十度或七十度，又向極漸增，即成爲反旋風運動，中心有一會聚運動，而有自極向赤道之偏向。似乎最近南極區之觀測，即可見此現象。西風及北西風以過，又見東南風，與南半球之恒風同向，可見其有最高氣壓，且有一極冷之大陸存在。

最近挪威氣象家Bjerkness，以舊理論之大氣運行，有多處不合於實際，因應用極面學說，以描寫大氣之運行，一九二一年，說明大氣運行系中，有三種不廣積面，一對流層與平流層之界，二恒風與反恒風之界，三地面之極面。此第三種之不廣積面，與熱帶颶風以外之移動高氣壓，與低氣壓之成因，有

關。此種理由，根據於 Helmholtz 之理論，迨後 Bjerkness 亦謂熱帶之颶風，亦由不廣續面之波面發生，與溫帶之高氣壓低氣壓相同，可以極面學說解釋之。此種理想，至一九三三年以後，且推及於大氣運行活動中心之界面範圍以內。茲所論者，只及對流層以內之風系。

第六十二圖



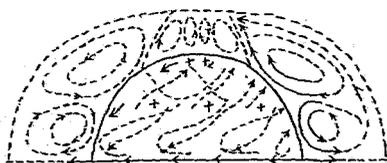
一九二一年 Bjerkness 所理想之風系圖如上，其外之點線，以示對流層，與平流層之界面，即其不廣續面，而南北緯近緯度三十度之邊界，熱帶及亞熱帶區域，有偏東之恒風，為自極至赤道之冷氣流，其上則有偏西之反恒風，為赤道向極之熱氣流，其間顯有一不廣續面之存在，其恒風之方向，為圖中 B，北半球為 NE，南半球為 SE，其梯度自極斜向赤道，此為一運行系。

至溫帶地方，則自緯度四十度至六十度邊界，有自溫帶靜風帶來之偏西風，北半球為 SW，南半球為 NW，如圖中之 C，其上層則北半球為 NW，南半球為 SW，又成一運行系。在兩極地，其所留之空氣塊，由輻射而散去溫熱，下沉而向四周流行，如圖中 D，此氣流亦受地球旋轉影響，向西運行，而其他方面，則自四十度至六十度間，有自西向東之風，兩者均上升而返極點，是又成一運行系。而此兩氣流，一自極地來者較冷，一自溫帶來者較熱，遂成一不廣續面，如圖中 E。此不廣續面，亦斜向赤道，從北極來之氣流，亦可設想其從此面上升，而再歸向極地，此不廣面，即 Bjerkness 所稱之極面 Polar front 節言之，則就地面氣壓分配言，有下列諸氣壓帶：

- (一) 氣溫造成之低氣壓 (在赤道上)
- (二) 動力造成之高氣壓 (在南北緯三十度至三十五度)
- (三) 相對而成之低氣壓 (在南北緯六十度至六十五度)
- (四) 氣溫造成之高氣壓 (在極地)
- (五) 動力造成之低氣壓 (在極上)

故依此氣壓之分布，及受地球旋轉之偏向力，大氣自高氣壓圈右傾，(北半球)流於低氣壓圈，其流向赤道者，為信風，其流向高緯度者，為西風，其從極地高氣壓區往較低緯度之氣流，

第六十三圖



在北半球為西西南，南半球為西西北，就理論方面言，氣流自極地高氣壓來者，亦應沖向地極而上升。

上述大氣運行，在每半球上，含有四個風帶，其中每相隣之二風帶，風向相反，因之生成五個旋風帶：

(一) 赤道上旋風帶，(二) 中緯度之反旋風帶，(三) 高緯度旋風帶，(四) 極地上之反旋風帶，(五) 地球上實際難有之旋風帶。

兩半球恒風集於赤道，熱而上升，高緯度低氣壓，亦因合流空氣向上流動，在極地高氣壓及中緯度高氣壓，因氣壓背馳，而生下降運動，是成三氣流圈。(一) 熱帶恒風圈，(二) 溫帶西風圈，(三) 寒帶之極風圈，以上所述之風系，均於圖上表示之，此圖為 Bjerkness 修改之圖，較上圖為近於真

相。圖中虛線，爲對流層上部向東氣流，實線爲對流層下部之氣流方向，二者合併成自西而東螺旋斜進之氣流圈，點線爲不廣積面，即上述之寒氣極面，恒風與反恒風界面，及對流層與平流層之界面也。

(五十四) 恒風與反恒風：依上所論大氣運行學說，可得大氣在地球上流動之大概。但因假說地球爲純質球體，而太陽常在赤道平面，故其運行之狀況，有如上述。惟實際上，地球並非純質，亦非完全球形，太陽亦運行於赤道南北，故實測之結果，與學說之假定，有比較之必要。大氣運行之大概狀況，在熱帶內比較明顯，因大氣運行現象，往往受各種震動（如颶風旋風等）之混亂，而此項震動，在赤道及緯度三十度間爲少，而範圍亦狹，至三十五度以上，則較多，範圍亦大，故緯度高，風亦無規則，欲明有規則之運行，非有多數之觀測不可。

此種大氣震動現象，以後當詳述之，惟大氣運行，不僅受此一端之變化，尙有海陸分配之影響也。

前論氣溫時，已云，至四十五度止，陸比海熱，以熱中心論，低緯度之大陸氣壓低，而附近之海則因冷而氣壓高，故在緯度三十度至三十五度，本有一高氣壓圈，而大陸如美洲亞洲，其現較低之氣壓圈，而其間大洋太平洋，均爲高氣壓

圈，最高氣壓之周圍，均爲反旋風運動，故在大洋上，最高氣壓之上下，似有 NE 與 SW 之風系，但在大洋之左右，即大洋附近，其風系在高氣壓之東者，自西南轉向西，而西北，而北，而東北，與恆風相合，其在高氣壓西者，則自東北轉向東而東南而西南，是以原爲一靜風帶，間隔兩反向風帶，而成爲在大洋中約三十度至三十五度間，有一獨立之靜風區，及最高氣壓圈，其周圍之風，則成一大反旋風運動，在北半球自左向右，南半球自右向左，此項學理之推測，與實測所見者，完全相同，觀地球上風之分配圖，即可明瞭矣。

南半球之 NW 風，比北半球之 SW 風爲大，而有規則，因南半球 45° 以下，幾乎全爲大海，故大氣運行之例，可以表現也。

海陸溫度之差，在緯度三十度至三十五度處，夏比冬大，北半球陸地甚多，故大洋之最高，及其旋渦運動，亦夏較冬爲發展，南半球則季之變差較微，因大陸面積較小也。

附近赤道之處，陸地溫度之超越甚大，且終年大抵相同，故風均向熱中心之大陸，此現象在非洲 Guinea 海灣尤顯。

尚有一因，應爲注意者，即地球赤道，並非地球面最熱之點也。溫度赤道均在北半球，故分隔兩恆風之赤道靜風帶，即

冬季亦在北半球，且溫度赤道，亦非有固定位置，而與太陽運行同向，是以赤道靜風帶，及恆風帶，亦同此運行，依緯度而移位，所以大西洋上赤道靜風帶，在北緯五度至十度間，南半球，SE 恆風，且侵入北半球也。太平洋亦有此現象，茲列一表如下，以表示兩大洋上，三月及九月，恆風帶及靜風帶之位置，觀表可見，靜風帶終年均在北半球。

| 界限     | 三 月           |      | 九 月  |      |
|--------|---------------|------|------|------|
|        | 大西洋           | 太平洋  | 大西洋  | 太平洋  |
| NE 恆風帶 | 上..... 26°N   | 25°N | 35°N | 30°N |
|        | 下 } ..... 3N  | 5N   | 11N  | 10N  |
| 赤道靜風帶  | 上 } ..... 0N  | 3N   | 3N   | 7N   |
|        | 下 } ..... 0N  | 3N   | 3N   | 7N   |
| SE 恆風帶 | 上 } ..... 25S | 28S  | 25S  | 20S  |
|        | 下 } ..... 25S | 28S  | 25S  | 20S  |

關於北大西洋及南大西洋一年中各月恆風之方向及速度，曾經 M.W Compbell Hepworth 於 1902 至 1906 蒐集船舶報告，作為統計，列表如下。

SE 恒風 南大西洋

|    |            |       |       |       |       |       |       |
|----|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 月份 | 1          | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| 風向 | S36°E      | S35°E | S34°E | S40°E | S37°E | S39°E | S40°E |
| 風速 | m/s<br>5.9 | 6.3   | 5.9   | 6.7   | 6.4   | 6.7   | 5.8   |
| 月份 | 8          | 9     | 10    | 11    | 12    | 年     |       |
| 風向 | S41°E      | S38°E | S35°E | S41°E | S30°E | S38°E |       |
| 風速 | m/s<br>6.7 | 6.4   | 6.1   | 6.7   | 6.4   | 6.3   |       |

NE 恒風 北大西洋

|    |            |       |       |       |       |       |       |
|----|------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 月份 | 1          | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| 風向 | N48°E      | N41°E | N20°E | N20°E | N15°E | N23°E | N23°E |
| 風速 | m/s<br>5.3 | 5.8   | 5.6   | 6.0   | 5.5   | 5.1   | 4.6   |
| 月份 | 8          | 9     | 10    | 11    | 12    | 年     |       |
| 風向 | N24°E      | N31°E | N29°E | N44°E | N44°E | N30°E |       |
| 風速 | 3.7        | 4.3   | 3.3   | 4.4   | 5.2   | 4.7   |       |

觀表可見，北半球之恒風偏東北北，而南半球則近於東南。

太平洋上恒風，往往受季風之影響，方向為所混亂，惟中部 Honolulu Hawaii (北半球) 及 Suva Fiji (南半球) 兩島上，可以測定有規則之 SE 及 NE 恒風列表如下：

|               |       |       |       |       |       |       |      |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|
| 月 份           | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7    |
| Hono-<br>lulu | E71°N | E34°N | E12°N | E11°N | E10°N | E10°N | E7°N |
| Suva-<br>Fiji | E     | E10°N | E10°N | E     | E10°S | E5°S  | E °S |
| 月 份           | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 年     |      |
| Hono-<br>lulu | E1°N  | E15°N | E17°N | E34°N | E20°N | E17°N |      |
| Suva-<br>Fiji | E15°S | E13°S | E10°S | E10°S | E10°S | E5°S  |      |

南半球，夏季因季風發達，與NE 恒風同向，故侵入南半球。

至印度洋之恒風，則北半球受季風之混亂而不顯著，南半球可

舉 Mouritius 島，所測者，為例，列表如下：

|     |                      |      |       |       |       |                   |       |
|-----|----------------------|------|-------|-------|-------|-------------------|-------|
| 月 份 | 1                    | 2    | 3     | 4     | 5     | 6                 | 7     |
| 風 向 | E1°S                 | E9°S | E12°S | E20°S | E25°S | E29°S             | E26°S |
| 風 速 | $\frac{m}{s}$<br>5.0 | 4.9  | 4.6   | 4.7   | 4.6   | 5.0               | 5.5   |
| 月 份 | 8                    | 9    | 10    | 11    | 12    | 年                 |       |
| 風 向 | E16S                 | E19S | E12S  | E7°S  | E1°N  | E16S              |       |
| 風 速 | $\frac{m}{s}$<br>5.4 | 5.4  | 4.9   | 4.8   | 4.8   | $5.0 \frac{m}{S}$ |       |

恒風在大氣運行中，為重要氣流，不僅較其他之風為常定，且其所占面積，逾越南北半球三十度以過，幾占地球面積之一半有餘。

下層大氣中，所實測之大氣運行，與學說相符，即其他氣層亦

然，

赤道東風之存在於高層大氣中，可以卷雲方向，及 Krabatoa 火山灰證明之。

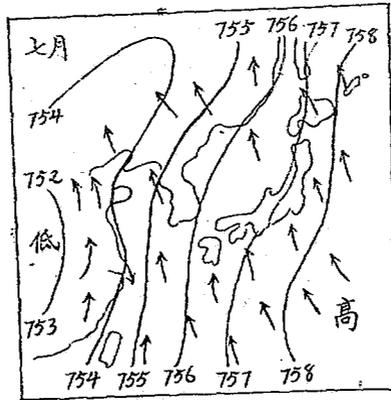
反恆風之存在，亦已為大多數之實測證明，如在 Tenerif 山峯之觀測，其風向常在西與西南之間，而近熱帶處，亦見高層之雲，均自西南向東北，至探測氣球，亦在高處，常測有偏西風，亦可為此反恆風之一證。在中緯度，上層氣流，均為自西向東，雲之觀測，及氣球到達七八公里者，均能見之，至於中層迴風之存在，亦經高山觀測之證明，在中緯度上，常為西風，而有輕微偏北之向，如在柏林觀測雲向，高一二〇〇公尺至四〇〇〇公尺之風向為  $W4^{\circ}N$ ，而地面之風則為  $W30^{\circ}S$ ，迴風有時於距地不高處發生，巴黎鐵塔上已有  $WNW$  風，即其明證也。

極風，南北極地，向少固定之氣象測候所，所有之風向，均得自探極隊之觀測，據平均統計，北極之風向為北偏東，南極則為南偏東。可見大氣運行，有規則之風，實測與學理相符，其偶有不合者，由於大氣之震動也。

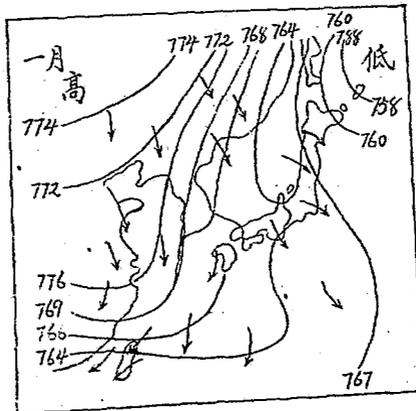
(五十五) 季風 Monsson：按上述恆風，在赤道南北之部位，與太陽之赤緯有相當之關係，可見季節對於風系有關，且有時季節之作

用，能令冬夏之氣流，完全相反。

第六十三圖  
東亞夏季風



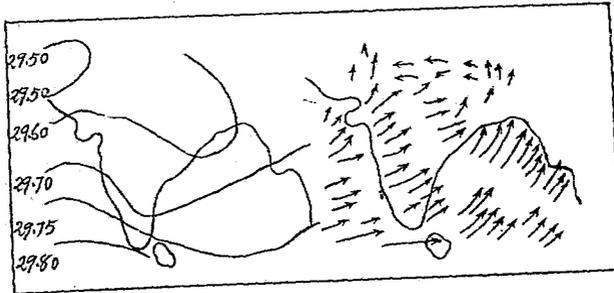
第六十四圖  
東亞冬季風



距赤道較遠之處，同緯度上冬季大陸溫度比海洋低，夏季大陸溫度比海洋高，是則冬季大陸為冷中心，夏季則為熱中心，設無大氣普通之運行，則大陸風系，冬季為反旋風，夏季為旋風，海岸則相反，冬季與夏季之風向完全相反，此風系即所謂季風是也。季節不同，其方向與強度，完全相反。

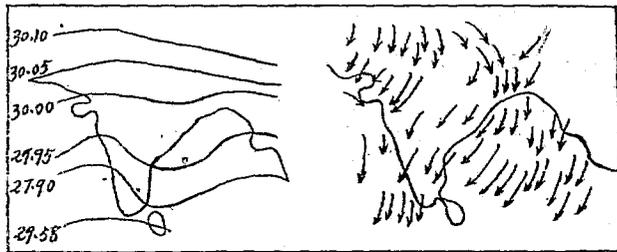
若溫度之差不大，其力尚不足使季風之力超於恆風之力，不過恆風因此微有偏向，而強度則依其方向之同異而變。若溫度之差加大，季風之力駕於大氣運行之固定風而上，則其地之風系，冬夏季完全相反。

第六十五圖  
印度夏季風



季風最著之區，爲亞洲大陸。東亞之夏季風，開始於四月，至六月充分發達，當此時期，東亞大陸有兩高溫度區，一在印度，一在內外蒙古，中國各部，溫度亦高，故成爲低氣壓區，而北太平洋東部溫度低，成爲高氣壓區，故其夏季風，自海入陸，其方向則各地不同，臺灣及琉球南部爲SW，廣東海岸南及西南，日本大部分及揚子江爲SE，山東爲SW。其冬季風，則自九月開始，至十一月充分發達，在冬期，西伯利亞內外蒙古，氣溫低降甚速，氣壓急升，遂成一極高高氣壓區，其太平洋上氣溫高，氣壓低降，而低氣壓區偏入千島羣島之東北，大陸強盛之氣流，向海洋移動，是爲東亞之冬季風，其方向亦各

第六十六圖  
印度冬季風



地不同，在臺灣及琉球附近爲 NE，香港附近爲 E，山東半島 N 及 NW，日本海及日本附近多 NW 風。

印度季風，則冬季亞洲西伯利亞區域，有一極高氣壓圈，其中心氣壓可達  $780^{\text{mm}}$ ，足成反旋風運動，是爲印度之東北季風，此風經亞洲大陸，喜馬拉耶高峯，以達印度，故其風甚乾，即冬季之季風，或稱乾季風。夏季則亞洲大陸溫度極高，氣壓低降，印度西北部之氣壓低至  $748^{\text{mm}}$  以下，是成旋風運動，則風由海洋趨向大陸，是爲印度西南季風，此風來自海洋，本已至濕，一入大陸，又遇喜馬拉耶高峯之阻礙，成爲印度之大雨，此即印度之夏季季風，或稱濕季風。

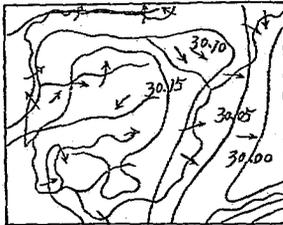
冬季季風，與 NE 恒風同向，因之東北恒風越赤道而侵入南半球，於未到靜風區之前，即偏向左，而此靜風區即自赤道移向印度洋南十度至十五度之間。

夏季季風至強，足以消滅全部之恒風，夏季印度洋無靜風帶，南半球之東南恒風，越赤道移向北，且偏向右，與西南季風成一循環。

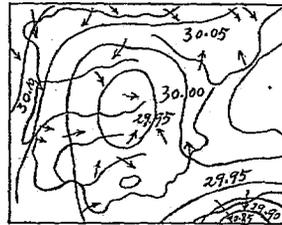
西班牙與葡萄牙半島及澳洲，均爲季風顯著之區，亦夏季爲旋風運動，冬季爲反旋風運動。

第六十七圖

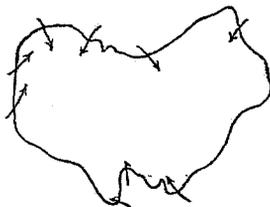
西班牙葡萄牙之冬季風



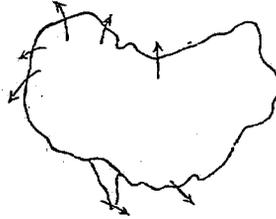
西班牙葡萄牙之夏季風



第六十八圖



澳洲夏季風



澳洲冬季風

(五十六) 海陸之輕風：近海之地，日中陸地受熱多，溫度高於海洋；  
而夜間則陸地冷卻速，溫度低於海洋，因此而發生一種氣流，

即所謂海輕風與陸靜風。即兩空氣柱，溫度不同之效果也。而在兩風系之間，有早晚之靜風，因海陸溫度相等，風不能生也。

海輕風始於早十時，至十一時，其始風力甚微，漸向陸漸增，但不能到大陸內二十至二十五公里以過，十四時至十五時，風力為最大，至太陽下地平時，海風停，代以陸風，即由陸向海之輕風，陸輕風之速度，與其步驟，似不如海輕風之明顯。

陸海輕風之方向，多與海岸線，成正垂線，依風箏與氣球之觀測，此海陸輕風之高度不甚大，至多不過六百公尺至八百公尺，大概平均約在三百公尺。

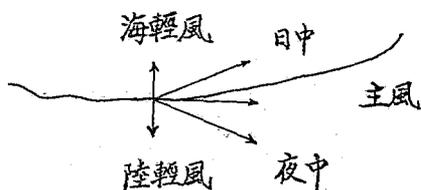
早晨地面極早即受陽光，其溫度較其周圍之大海為高，陸地之空氣膨脹，自高處向海，海面之氣壓因之增高，而陸面氣壓，因之低降，因海面氣壓之增，遂令海面空氣向陸，而海輕風以生。至夜間，大陸上面之空氣層冷卻至速，相反之現象以生。陸地氣壓高，海洋氣壓低，陸地空氣因氣壓高而趨向海，陸輕風以成焉。當海輕風初起時，常見出海岸不遠處，起一波紋，繼乃趨向海岸，此種現狀，係由早晨大陸受熱，空氣膨脹時，有一部分空氣，先向海面行，達海面時，與近海岸之海輕風相

抵抗，而有此波紋，既而海風之力勝，遂侵入海岸向陸地進行。

海輕風至為涼爽而潮濕，故當其到達陸地時溫度與濕度，發生一種特別變化，即溫度突然大低降，約可低降十度，濕度突然上升是也。其度數之大小，則依海風之強度而定。

海陸輕風，到處均有，但在熱帶者為明顯，因少其他震動，以混亂之也。中緯度大氣，因有至多之震動，故此風不能有規則；如非洲西岸，極為明顯，因其地陸海溫度之差甚大故也。

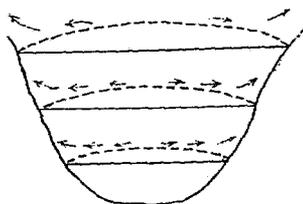
第七十一圖



海陸輕風，有時不直接由海向陸，或由陸向海，而受主風之影響，其速度方向，均有變更。如 Long Island，主風方向為西風，而海輕風於日中改此向為西南，陸輕風於夜間，改此向為西北。在舊金山及智利海岸，其主風為西風，即海向陸之方向，故日中海輕風，使其風力增加，而夜間陸輕風減小風力，

幾成爲靜風。此現象在智利海岸。Valporrismo 爲尤顯，其日中之風，可成爲極烈之狂風，能令交通斷絕，工作停止，至夜間則完全靜風。

第十二圖



(五十六) 山與谷之輕風：凡有山之區，山與谷之輕風，爲所常有，但在狹長之谷面下有平地者，爲尤顯著。在夏季晴天，亦較顯著。

早晨約九時至十時間，風自下而上，從谷中山坡而上，溫度愈高，此谷輕風之強度愈大，至溫度最高時，爲止，繼乃遞減，至太陽下地平時，有少許時間之靜風，既而風乃反向，自山坡下降至谷中，此山輕風，則終夜均有。谷輕風挾帶濕空氣上升，是以往往成雲，佈於山頂，雲多時，能成雷雨，至山輕風，則較冷，自山下降，使谷中水汽凝結，故常見平地上有雲

海，而山巔則在晴天之中。日中谷中空氣較熱於山上，空氣膨脹，其等壓線，原為水平者，向上隆起，如七十三圖，為谷之剖面，及其水平等壓面，與斜起等壓面，空氣即分散沿山坡而上升向山，此所以谷風於日中向山吹。至夜間，附近地面之空氣，因散熱而退冷，此空氣冷縮，而密率加重，遂如水之就下，趨向谷中，及較低之處，即山輕風也。其他，尚有日蝕之風，地面崎嶇之風，潮之風，火山之風等，原因大抵由於溫度之變化，不贅述。

#### 第六章 空氣之密度

(五十七) 空氣密度之計算：空氣密度，本為氣象要素之一，自航空發達以來，此項空氣密度之計算，尤為重要，故特為說之。密度之單位，以每一立方公尺若干公斤，或一立方公分若干公分 Grammes 計算。

當溫度  $t_1$  氣壓  $p$  時，空氣一公斤之容積為  $v m^3$  依氣體定律，則有：

$$pv = p_0 v_0 (1 + \alpha t), \quad \alpha = \frac{1}{273}$$

若一立方公尺之質量，其  $d$  與  $d_0$  之比，

$$d = \frac{1}{v}, \quad d_0 = \frac{1}{v_0} \quad \therefore d = d_0 \frac{p}{p_0(1 + \alpha t)}$$

此為  $p_0 = 760 \text{ mm}$   $t_0' = 0^\circ\text{C}$  無水汽之式，若氣壓為  $p \text{ mm}$ ，

氣溫度  $t^\circ$  時，空氣一立方公尺之質量  $D \text{ kg}$ ，

$$D = \frac{1.293}{1 + \alpha t} \times \frac{p}{760} = \frac{1.293}{t + 273} \times 273 \times \frac{p}{760} \text{ Kg/m}^3 \quad (1)$$

水汽與空氣之比重為 0.623。則當水汽壓為  $f \text{ mm}$  溫度為  $t^\circ$  時，一公尺立方之水汽質量  $D'$   $\text{kg}$ ，為，

$$D' = \frac{0.623 \times 1.293}{1 + \alpha t} \times \frac{f}{760} \text{ kg/m}^3$$

若空氣含有水汽，其壓為  $p \text{ mm}$  溫度為  $t^\circ$ ，水汽壓為  $f \text{ mm}$ ，

則一立方公尺之質量  $\sigma$ ，為壓力  $(p-f)$ ，溫度  $t^\circ$  空氣質量，與水汽壓  $f$ ，溫度  $t^\circ$ ，水汽質量之和，即：

$$\begin{aligned} \sigma &= \left( \frac{1.293}{1 + \alpha t} \times \frac{p-f}{760} \right) + \left( \frac{0.623 \times 1.293}{1 + \alpha t} \times \frac{f}{760} \right) \\ &= \frac{1.293}{1 + 0.00367t} \times \frac{(p - 0.377f)}{760} \end{aligned}$$

$$\sigma = \frac{1.293 \times 273}{t + 273} \times \frac{p}{760} \left( 1 - 0.377 \frac{f}{p} \right) \text{ kg/m}^3$$

故空氣密度受溫度氣壓之影響至大，水汽亦有相當之影響。設無水汽即  $f=0$  則得。

$$\sigma = \frac{1.293 \times 273}{t + 273} \times \frac{p}{760} \text{ kg/m}^3$$

若用絕對溫度 T 則

$$\sigma = 0.464 \frac{p}{T} \text{ kg/m}^3$$

p 為若干 mm. 之水銀高度。

如 p=770 mm t=0°C 則空氣密度為：

$$0.464 \frac{770}{273} = 1.308 \text{ kg/m}^3$$

若 p=760 mm. t°=30°C 時：空氣密度為

$$0.464 \frac{760}{273+30} = 1.164 \text{ kg/m}^3$$

1.308=1.164=0.144 約小十分之一，可見氣壓，氣溫影響之大。若計及水汽壓 f，則其公式為。

$$\sigma = 0.464 \frac{p}{T} - 0.465 \times 0.377 \frac{f}{T}$$

令 p=760 mm. 計算各溫度之乾空氣與濕空氣之密度，列表如下：

| 溫度  | 0°    | 5°    | 10°   | 15°   | 20°   | 25°   | 40°   | 35°   |                   |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------------|
| 乾空氣 | 1.293 | 1.271 | 1.249 | 1.227 | 1.206 | 1.186 | 1.166 | 1.148 | kg/m <sup>3</sup> |
| 濕空氣 | 1.290 | 1.267 | 1.243 | 1.219 | 1.195 | 1.172 | 1.148 | 1.124 |                   |
| 較差  | 0.003 | 0.004 | 0.006 | 0.008 | 0.011 | 0.018 | 0.018 | 0.024 |                   |

觀表可見水汽壓之影響較小。

(五十八) 空氣密度週日與週年之變象：空氣密度週日之變象，大概太陽出地平少頃時為最大，午後三時許為最小，其最大最小之差，冬比夏大，茲列日本東京氣象臺所計算之表如下：

| 時間 | 1                                       | 3     | 5     | 7     | 9     | 11    | 13    | 15    | 17    | 19    | 21    | 23    |
|----|-----------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 一月 | $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$<br>1.289 | 1.296 | 1.296 | 1.295 | 1.286 | 1.272 | 1.264 | 1.264 | 1.265 | 1.282 | 1.286 | 1.291 |
| 七月 | $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$<br>1.177 | 1.179 | 1.193 | 1.193 | 1.167 | 1.164 | 1.158 | 1.157 | 1.161 | 1.168 | 1.173 | 1.175 |

其週年之變象，則冬大而夏小，茲到日本東京所計算之週年空氣密度列表如下：

|     |                                         |       |       |       |       |       |       |
|-----|-----------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 月 份 | 1                                       | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| 密 度 | $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$<br>1.311 | 1.314 | 1.262 | 1.232 | 1.212 | 1.192 | 1.169 |
| 月 份 | 8                                       | 9     | 10    | 11    | 12    | 年     |       |
| 密 度 | $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$<br>1.164 | 1.200 | 1.219 | 1.246 | 1.268 | 1.232 |       |

觀表可見空氣密度二月最大，八月為最小。

(五十九) 空氣密度按高度之遞減：空氣密度亦如氣壓，氣溫，均按高度而遞減。其遞減率如何，可以依氣溫氣壓之值為之計算，茲將法國高空氣象台所計算之冬春夏秋四季，各高度平均空氣密度，列表如下：

|     |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 高 度 | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| 冬   | 1.147 | 1.021 | 0.916 | 0.822 | 0.740 | 0.661 | 0.593 |
| 春   | 1.127 | 1.010 | 0.892 | 0.802 | 0.731 | 0.654 | 0.588 |
| 夏   | 1.091 | 0.993 | 0.892 | 0.802 | 0.719 | 0.649 | 0.584 |
| 秋   | 1.108 | 0.998 | 0.897 | 0.807 | 0.724 | 0.651 | 0.583 |
| 高 度 | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 33km  |       |
| 冬   | 0.527 | 0.463 | 0.412 | 0.356 | 0.305 | 0.256 |       |
| 春   | 0.524 | 0.472 | 0.423 | 0.368 | 0.304 | 0.260 |       |
| 夏   | 0.526 | 0.472 | 0.412 | 0.373 | 0.323 | 0.275 |       |
| 秋   | 0.520 | 0.465 | 0.407 | 0.363 | 0.318 | 0.274 |       |

觀表可見，至 7km 高，其空氣密度只有地面之一半，而四季之差，則至八公里高，即不甚明顯，一年之中，幾乎相同。

Georgii 計算之空氣密度，按高度變差之公欲如次：

$$\sigma_h = \sigma_0 \left( 1 - \frac{(\gamma + \frac{1}{R})h}{T_0 + \frac{\gamma h}{2}} \right) \text{ kg/m}^3$$

式中  $\sigma_h$  為高  $hm$  處之密度； $\sigma_0$  為  $h=0^m$  時之密度， $R$  空氣之氣體率常數，等於 29.27， $\gamma$  為空氣溫度之遞減率， $\gamma=0.6/100^m/R=0.034$

今  $\sigma_0=1.125\text{kg/m}^3$   $t_0=10^{\circ}\text{C}$   $h=1000\text{m}$  則在此高度之密

度。

$$\sigma = 1.125 \left[ 1 - \frac{(0.034 - 0.006) \times 1000}{(273 + 10) - 0.003 \times 1000} \right] = 1.125 \times (1 - 0.1) = 1013 \text{ kg/m}^3$$

(六十) 空氣密度在地球面之分配：德國氣象家 Lachmann 研究空氣密度在地球面之如何分配，並於 1913 年，按計算而繪成地球面等密度線圖。1921 年印度氣象家 Sen 亦研究此問題，而見一月密度之變差，北半球為大，南半球較緩。最大密度在西伯利亞溫度最低之處，其值在 1.550 以上，最低在赤道區域，其值在 1.200 以下。其次則北美洲比較為大，其值在 1.450 以上。七月則南北半球之變差相類似。最大在南北極地，其值在 1.300 以上，最小在 Arabia 中央，其值在 1.150 以下。Linker 氏依氣壓氣溫濕度之值，計算各緯度之平均空氣密度，得表如下：

| 緯 度 | 80°N  | 70°   | 60°   | 50°   | 40°   |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|
| 一 月 | 1.421 | 1.431 | 1.376 | 1.331 | 1.271 |
| 七 月 | 1.279 | 1.252 | 1.220 | 1.204 | 1.179 |
| 年   | 1.380 | 1.342 | 1.294 | 1.264 | 1.228 |

| 緯 度 | 30°   | 20°   | 10°   | 0°    |
|-----|-------|-------|-------|-------|
| 一 月 | 1.229 | 1.192 | 1.170 | 1.164 |
| 七 月 | 1.162 | 1.157 | 1.161 | 1.169 |
| 年   | 1.198 | 1.172 | 1.264 | 1.166 |

| 緯 度 | 10°S  | 20°   | 30°   | 40°   | 50°   |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|
| 一 月 | 1.163 | 1.170 | 1.192 | 1.220 | 1.239 |
| 七 月 | 1.184 | 1.203 | 1.231 | 1.251 | 1.265 |
| 年   | 1.171 | 1.181 | 1.210 | 1.235 | 1.253 |

至全球平均空氣密度如下表：

|     | 北 半 球 | 南 半 球 | 全 球   |
|-----|-------|-------|-------|
| 一 月 | 1.257 | 1.197 | 1.227 |
| 七 月 | 1.183 | 1.248 | 1.216 |
| 年   | 1.220 | 1.223 | 1.221 |

### 第三篇 論大氣中水汽

#### 第七章 蒸發 大氣濕度

(六十一) 蒸發：大氣中之濕度，與大氣中之水蒸汽，似乎兩類，實有相同之意義，均係液體或固體之水，化成汽體，散佈於大氣中，因其為無色之氣，故為視官所不覺。但遇低溫，即成液體或固體，如冬季玻璃窗上所見者是也。

此種由液體或固體之水，化成氣體之作用，謂之蒸發。此蒸發之來源甚多，如地球面四分之三為海洋，以及江河湖等水面，多能蒸發多量之水汽，即地面亦然，無論何種土壤，均含有相當水分，可以蒸發成汽，即植物葉之氣孔，亦散發其所含之水，至雨水降至地面，一分浸入土中，亦有一分蒸發，動物之呼吸，亦有水氣，凡此均為蒸發作用，而為大氣中水氣之來源。

大氣之中，完全飽和水汽之時甚少，故水面有不間斷之蒸發，但此蒸發量之多寡及遲速，與各氣象要素，有相當之關係。Dalton 定蒸氣速率  $V$ ，在相同條件中，與空氣之水汽張力  $f$ ，及水面等溫之水汽最高張力  $F$  之差，有比例，即與  $F - f$  有比例。是以蒸發速率與水之溫度有關，水溫愈高，蒸發量亦愈大，與大氣之壓力亦有關，氣壓低時蒸發速，氣壓高時蒸發緩，所以高山之物，較在平地者為易乾，因氣壓高時，空氣分子，對於水汽分子，有相當之阻力，水分子不易浸入空氣中故也。至空氣中所含水汽愈多，水面之蒸發亦愈緩。空氣溫度愈高，蒸發愈速，風速亦然，風速愈大，蒸發亦愈速。所有土壤，均自表面蒸發水汽，其蒸發之多寡，與土壤之各種條件有關。凡地之面積，曝露於空氣者愈大，蒸發愈多。地中毛細管

愈小者，亦愈多。地面水汽不敷蒸發時，地內之水，由毛細管上升，以供蒸發，毛細管小，上升力強，故增加蒸發量也。土壤之性質亦有關係，據 King 之試驗，粘土所含之水，能於短時間滲入二公尺五之深，可以避免蒸發之作用，故各土壤，滲入之水，至若干深度，可免蒸發，大有研究之價值。據 Wollny 試驗，土壤之蒸發，比自由水面可小二分之一，土壤之中，砂土蒸發最少，埴土次之，赤土為最多。有植物之地，比空地蒸發量為多。以四百平方公分面積，自由水面，一年蒸發量為二十二公斤六，赤土為十五公斤七，埴土為十二公斤九，砂土為七公斤五。草地一年能蒸發一二〇〇至一八〇〇公厘水，沼澤地六三九公厘，耕地六〇〇公厘，灌溉地五〇七公厘，森林地一一〇公厘。

海水蒸發，較淡水為遲緩。據試驗，在陰影處，為八〇與一〇〇之比，向日處，為九五與一〇〇之比。而據在海面之觀測，則海水蒸發時，所蒸發為純粹之水，而鹽分則停留。

計定蒸發量之用器，為蒸發計，Evaporimeter 或 Afmometer 大概為一承水盤，或貯水器，中貯以水，置於自由空氣中，每日或一日數次，量其水面之高，其兩次間高度之差，即所蒸發之水量，此蒸發量，以公厘及十分之公厘記載。有時亦可以計

算散失之水量，以蒸發計之面積分之，即得蒸發量之高度。普通所用之蒸發計，其面積以若干平方公分計，有時且較小於此數，所以測得之成績，不易精確，因此器甚小，其溫度變化，比天然水質量溫度變化為速，因蒸發之速度，依溫度而增，故所得之蒸發量太大。故最良之蒸發計，為一大池塘，其面積約五平方公尺，其底及周圍須密閉，不可令水滲透，其緣只能高出地平面數公分。

向陽處與背陰處，蒸發量亦有不同。普通蒸發計。均置于百葉箱中，為太陽光線所不及，其蒸發量當與在太陽光線照臨之下不同，且百葉箱內，受風亦小，其量必與曝露于外者異。日本東京中央氣象台曾為五年間之觀測，青島觀象台有十九年之觀測，茲分別列表如下。

青 島 蒸 發 量

| 月數 | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 年    |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 向陽 | 1.96 | 2.37 | 3.49 | 4.79 | 5.76 | 5.63 | 4.80 | 5.18 | 5.01 | 4.56 | 3.24 | 2.13 | 4.03 |
| 背陰 | 1.25 | 1.33 | 1.82 | 2.19 | 2.25 | 1.95 | 1.25 | 1.91 | 2.74 | 2.65 | 2.08 | 1.37 | 2.06 |
| 較差 | 0.71 | 1.04 | 1.67 | 2.60 | 3.51 | 3.68 | 3.55 | 3.27 | 2.27 | 1.91 | 1.16 | 0.76 | 1.94 |

東 京 蒸 發 量

210 國立北京大學農學院氣象學講義

| 月數 | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 年    |
|----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 向陽 | 1.82 | 1.97 | 2.86 | 2.97 | 3.22 | 3.15 | 4.63 | 4.51 | 3.14 | 2.10 | 1.93 | 1.67 | 2.78 |
| 背陰 | 1.11 | 1.16 | 1.49 | 1.32 | 1.31 | 1.21 | 1.43 | 1.65 | 1.39 | 1.40 | 1.37 | 1.09 | 1.32 |
| 較差 | 0.71 | 0.87 | 1.35 | 1.65 | 1.91 | 1.94 | 2.50 | 2.86 | 1.75 | 0.70 | 0.56 | 0.58 | 1.76 |

觀上兩表可見各月蒸發，向陽光處比在陰影處為多。

(六十二) 蒸發量週日與週年之變象：蒸發量之變象，與溫度之變象大

略相同，以週日變象言，亦日出時為最低，日中至十五時間為

最高。茲列埃及 Cairo 所測之蒸發量如下：

| 時 間   | 一 月               | 七 月               | 全 年                |
|-------|-------------------|-------------------|--------------------|
| 0—3   | 3 <sup>mm</sup> 0 | 3 <sup>mm</sup> 9 | 38 <sup>mm</sup> 9 |
| 3—6   | 3.9               | 3.4               | 41.6               |
| 6—9   | 4.6               | 7.9               | 70.5               |
| 9—12  | 9.3               | 24.2              | 213.7              |
| 12—15 | 15.0              | 40.2              | 332.0              |
| 15—18 | 11.0              | 33.0              | 267.7              |
| 18—21 | 6.6               | 28.2              | 176.2              |
| 21—24 | 4.7               | 13.8              | 97.5               |

以週年變象言，則蒸發與週日變化微有不同，以有其他種種影

響，最少大概在十二月或一月，最多約在六，七，八，九等

月，茲仍舉埃及 Cairo 為例：

| 月 份   | 1           | 2    | 3    | 4     | 5     | 6      | 7     |
|-------|-------------|------|------|-------|-------|--------|-------|
| 蒸 發 量 | mm<br>58.1  | 64.2 | 90.6 | 115.7 | 170.0 | 175.0  | 154.6 |
| 氣 溫   | 12.7        | 14.2 | 16.9 | 20.8  | 24.6  | 27.0   | 27.8  |
| 月 份   | 8           | 9    | 10   | 11    | 12    | 年      |       |
| 蒸 發 量 | mm<br>120.0 | 97.0 | 82.6 | 55.9  | 53.6  | 1237.2 |       |
| 氣 溫   | 27.6        | 25.5 | 23.2 | 19.1  | 14.5  | 21.2   |       |

觀表，氣溫最高為七月，而蒸發量最大則在六月，溫度最低在一月，而蒸發量最小則在十二月，似平均比溫度最高最高時期為早，不如一日中變象，完全隨溫度為轉移。

茲再舉青島蒸發量每月之量與氣溫度數為此。

| 月 份   | 1           | 2     | 3     | 4     | 5     | 6      | 7     |
|-------|-------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| 蒸 發 量 | mm<br>38.75 | 38.59 | 56.42 | 65.70 | 69.75 | 58.50  | 38.55 |
| 氣 溫   | -1.93       | -0.2  | 4.4   | 10.0  | 15.5  | 20.0   | 23.9  |
| 月 份   | 8           | 9     | 10    | 11    | 12    | 年      |       |
| 蒸 發 量 | mm<br>57.21 | 62.20 | 62.15 | 60.24 | 42.41 | 692.71 |       |
| 氣 溫   | 25.2        | 22.0  | 15.5  | 6.8   | 1.6   | 11.8   |       |

觀表則氣溫之最高最低期，亦與蒸發最高最低期，不全相符，可見各地點之情形不同，因受其他要素之影響，週年蒸發量變象，亦不完全與溫度同其趨向。如青島即明顯之例，六七八三

月，尚在霧期，故溫度雖高，而蒸發量反至九月為最高也。

至全球上蒸發量之分配，可略說如下，陸上之蒸發量，可以各測站所測之數應用，至海上各點，則以德國海洋氣象臺WuSt在船上所測者應用。依此統計各緯度全年蒸發量列表如下：

| 緯<br>度 | 海    | 陸    | 全<br>球 |
|--------|------|------|--------|
| N      |      |      |        |
| 90—80  | (5)  | (5)  | (5)    |
| 80—70  | (9)  | (9)  | (9)    |
| 70—60  | (12) | (12) | (12)   |
| 60—50  | 40   | (36) | 38     |
| 50—40  | 70   | 33   | 51     |
| 40—30  | 96   | 38   | 71     |
| 30—20  | 115  | 50   | 91     |
| 20—10  | 120  | 79   | 109    |
| 10—0   | 160  | 115  | 103    |
| S      |      |      |        |
| 0—10   | 114  | 122  | 116    |
| 10—20  | 120  | 70   | 113    |
| 20—30  | 112  | 41   | 96     |
| 30—40  | 89   | 51   | 85     |
| 40—50  | 58   | (50) | 58     |
| 50—60  | 23   | (20) | 23     |
| 60—70  | (9)  | (10) | (9)    |
| 70—80  | (5)  | (5)  | (7)    |
| 80—90  | 0    | (5)  | (5)    |

此表以公分為單位，在括弧內，為暫定值，觀表見赤道範圍內，蒸發量為最多，至近極則漸少。

(六十四) 大氣濕度及其計定法：由蒸發所來之水汽，或從互滲作用，

或從風力，散佈於大氣之中。大氣所能含水汽之量，則與溫度有關，溫度增高，此量亦疾速增高。所謂濕度學者，計定大氣所含水汽量之方法；濕度計者，則定此濕度之用器也。

大氣之中，任一時間所含之水汽量，可用數法表示之。可以計算每一立方公尺容積之空氣，所含若干重量之水汽，在表面觀之，此法為最簡單，但在氣象學中，最為少用，因無一疾速方法，可以計定之也。且以重量表示空氣溫度，比較不甚合用，因每立方公尺空氣所能含水汽重量，依溫度而變，是與兩變數有關，較為複雜也。

水氣亦如其他氣體，如空氣焉，具有彈力，或張力，對於在空氣中之物體，及空氣所接觸之地面，亦能在大氣壓力中，占一分之壓力。設有一密閉器，貯含有水汽之空氣，并置一氣壓表於器中，且用硫酸將水汽吸收，即見氣壓表低降，此低減之氣壓高度，即等於水汽張力，所施於密閉器壁之壓力，故任一容積之空氣，所含水汽，可以此水汽之彈力或張力，或其壓力表示之。此三者，雖各不同，實則相類，雖彈力，張力特用以表示容積增加時，水汽能膨脹之特性，而壓力僅表示其所施於器壁之力，表面上似不相同也。水汽張力，或其所施之壓力，亦

如其他氣體，以其相平衡之水銀柱高度若干公厘表示之。此彈力在氣象學常稱之為絕對濕度，Absolute Humidity 任一時間，大氣中所含水汽張力  $f$ ，若干公厘水銀高度，與每立方公尺容積空氣所含水汽重量  $P$ ，（若干公斤）有相當之關係，設此時間之溫度為  $t$ ，則有下列公式，

$$P = 1.293 \times 0.623 \times \frac{f}{760} \times \frac{1}{1 + 0.00367t} = \frac{1.0599 \times f}{1 + 0.00367t} \quad (1)$$

有此式，知  $f$  或  $P$ ，即可計算  $P$  或  $f$ 。

可見水汽重量，不僅與彈力  $f$  有關，與溫度亦有關也。

凡任一溫度，空氣所能含水汽量，有一定之止境，到此止境，空氣飽和水氣，即水汽張力達其最高度  $F$  時，空氣不能再增加水汽之含量，此  $F$  稱為最高水汽張力，只與溫度有關，可依各不同溫度，為之計算其值。茲舉一二列表如下：

| 溫度   | 水汽張力  | 含每水立方公尺所 | 和每空立方之公質尺量飽 |
|------|-------|----------|-------------|
| C°   | mm    | Gm       | - Kg        |
| -30° | 0.38  | 0.44     | 1.45        |
| -20° | 0.94  | 1.04     | 1.40        |
| -10° | 2.15  | 2.08     | 1.35        |
| 0    | 4.57  | 4.89     | 1.30        |
| +10  | 9.14  | 9.31     | 1.25        |
| 20   | 17.36 | 17.15    | 1.20        |
| 30   | 31.51 | 30.08    | 1.15        |
| +40  | 54.81 | 50.61    | 1.11        |

依上公式，則此最高水汽張力  $F$ ，必有相當之最大水汽重量，

$p'$ 。

$$P' = 1293 \times 0.623 \times \frac{F}{760} \times \frac{1}{1 + 0.00367t} \quad (2)$$

所謂飽和分數，或氣象學中所嘗稱之相對濕度，Relative Humidity 卽在同一溫度，空氣所含水汽重量  $P$  與其最大水汽重量  $P'$  之比。由（一）（二）兩式可得  $P'$  與  $p$  之比例數  $E$ 。

$$E = \frac{p}{p'} = \frac{f}{F}$$

則相對濕度，或飽和分數，亦卽相同溫度之水汽張力與其最高水汽張力之比也。

在氣象學中，記載濕度，不用上述所求之比例數  $E$ ，而爲其乘 100 之值，故氣象學所求之相對濕度，爲  $e = 100 E = 100 \frac{f}{F}$ 。此值常以 0 至 100 之整數表示之，卽以示飽和分數百分之幾，如謂相對濕度 50，卽謂須有百分之五十水汽，方能飽和也。

濕度之值，除以上三者  $p, f, e$  之外，尙有第四項，較爲間接，卽求凝露點 Dew point 是也。設取一容量之濕空氣，使之漸漸冷卻，則其飽和量必愈漸低減，因最高水汽張力，依溫度之遞減甚速也。至溫度低至相當度數時，必有一分水汽凝結成露，佈於器壁之上，若增熱之，則露又散失，又冷之則又現，如此

可以計定凝露點  $\theta$ ，即到此溫度，空氣適飽和其所原含之水汽，以此露點  $\theta$ ，求其相當之最高水汽張力，即所求之水汽張力，因與在膨脹前，空氣中所含之水汽量，無變更也。所以凝露點所示最高水汽張力之值，即水汽張力也。

尚有為特別研究，須求所謂空氣水汽成分者，即每立方公尺容積空氣，所含水汽重量，與此空氣全重量之比也。

一立方公尺容積空氣之重量為  $P$ 。其溫度為  $t$ 。總氣壓為  $h$ ，含有水汽，其張力為  $f$

$$P = 1293 \times \frac{h - 0.377f}{760} \times \frac{1}{1 + 0.00367t}$$

而此同容積所含積所含水汽之重量為  $p$

$$p = 1293 \times 0.623 \times \frac{f}{760} \times \frac{1}{1 + 0.00367t}$$

則水汽之成分為：

$$R = \frac{p}{P} = \frac{0.623 f}{h - 0.377f}$$

此數常至小，設空氣壓力為  $760^{\text{mm}}$  溫度為  $35^{\circ}$  而完全飽和，其水汽張力為  $31.51^{\text{mm}}$ 。求得之  $R$  為  $1.626$ 。設在高  $5000^{\text{m}}$  處，空氣壓力為  $420^{\text{mm}}$ 。溫度為  $0^{\circ}$  而飽和，水汽張力等於  $4.57^{\text{mm}}$ ，其  $R$  則等於  $0.068$ 。在此舉例，特將溫度及濕度增大，以求得最大之水汽成分，可見此量之微，在極端條件之下，亦不能

過百分之四五，有時只有百分之二三，尙有較小者。

有時尙有求濕度較差量者，卽同溫度時，最高水汽張力及其水汽張力之差，卽  $F-f$  是也。總言之，凡此諸值，均能用上舉公式計算，只知每立方公尺空氣所含水汽重量  $P$ ，水汽張力  $f$ ，相對濕度  $e$ ，三要素之一，及溫度  $t$  可矣。所有濕度法，均歸納於計定此要素也。

(六十四) 水汽張力之計定 凝露濕度表，乾濕球濕度表：以上已云，

知  $t, e, f, p$  中之  $t$  及任一要素，卽可以求其他二要素，溫度

$t$  之測定，已詳見氣溫章，茲詳  $e, f, p$  之測定法。

水汽之重量  $p$ ，可以用化學方法計定之，法用 U 式玻璃管，中貯  $CaCl$  或  $H^2SO^4$  或無水磷酸，以已知容積之空氣經過之，但不宜太速，俾空氣中所含之水汽，完全吸收，其工作前與工作完畢後，U 形管重量之較差，卽水汽之重量也。此法似甚簡單，但所用之時間甚長，因(一)須要大量之空氣，(二)須注意勿使空氣經管而過，過於疾速，如此，則測得之水汽量，爲所取之空氣中所含之水汽量，而非任一時間之水汽量，因其按時間之變化甚速也。是以此方法，在氣象學中不適用。

尙有一法，亦用化學吸濕法，以已知量之濕空氣，置於一密閉之玻璃罩中，而以化學物質吸收水汽，定其所減之空氣壓力若

于，即所求之水汽張力也。

其最確之方法，爲用凝露溫度表，定水汽張力，即以上述之凝露點爲原則。

此表之主要部分，爲一鍍金或鍍銀之薄金屬片，器中貯 Ether 及一感覺極靈之溫度表，用頗速之空氣流通過之，Ether 遂生蒸發，因而此液體及金屬器，發生冷卻，溫度表隨時表示其溫度，至一時間，器之外面凝成一層薄露，此成露之時間，至易確定，因金屬片表面，本甚光亮，至露成時，光亮變成暗黑，若此時，停止氣流，溫度增高，露即消滅。如此繼續數次，即得成露時及消露時之溫度  $t$  及  $t'$ ，有經驗之觀測者，所得此兩溫度之差，不過  $0.1^\circ$ ，其折中數  $\theta = \frac{t+t'}{2}$  即凝露點。Dew Point 須用旋轉溫度表，測得空氣溫度表  $t''$ ，檢表即得  $\theta$  度之最高水汽張力  $f$ ，及空氣溫度  $t''$ ，相當水汽張力  $F$ ， $f$  即試驗時空氣之水汽張力，以  $F$  除  $f$  或  $\frac{100f}{F}$  即得相對濕度也。此表所得成績至確。惟須有相當之經驗，故在氣象應用，多用乾濕球濕度表。乾濕球濕度表，不能直接表示絕對濕度相對濕度，或凝露點，但其所示之度數，可用以求各項濕度，此表爲兩同式之溫度表，同懸于架上，一爲尋常溫度表，其一則球上裹有常濕之棉布，因蒸發之故，濕球表溫度較低，若空氣未

飽和，此乾表與濕表，常有較差。設乾表溫度為  $t$ ，濕表溫度為  $t'$ ，則空氣愈乾，其  $t$  與  $t'$  之差愈大，空氣愈濕蒸發愈小，兩表之差亦愈微。氣壓愈高，蒸發愈小，兩表之差亦愈微。設令  $h$  為空氣壓力， $f$  為空氣所含水汽張力， $F'$  為濕表示度  $t'$  之最高水汽張力。依 Dalton 公例，則因冷卻度  $t-t'$  之蒸發速率，與  $\frac{F'-f}{h}$  有比例，令  $A$  為溫度表本身及風速有關之係

$$\text{數。則得 } A(t-t') = \frac{F'-f}{h},$$

$$\text{即 } f = F' - Ah(t-t')$$

此係數  $A$ ，與溫度表之安置與空氣之搖動有關，平均約等於 0.00079，設將溫度表旋轉，其數可降至 0.00069，在氣象常用表，可以直接用  $t$  與  $t'$  之差，檢水汽張力  $f$ ，及相對濕度  $e$ ，無容計算也。

此儀器應用時，欲求得數精確，須注意濕球上之水分，是否適宜，設水分過多，則因不能蒸發，而所多之水溫，與空氣溫度相近，而濕表之溫度太高，濕度亦太大。若水分太少，則棉花太乾，而增熱，亦有相同之錯誤，所得之濕度，比應有者為大。

凍時乾濕球溫度表，亦可應用，惟須其球上之冰不中斷耳。

(六十五) 吸度溫度表髮製濕度表：凡角質類之物質，均具有吸收水汽

之能力，依空氣之乾濕，而變更其長度。De Saussure 卽利用此性質，用人髮製造濕度表，以求空氣之相對濕度。此類人髮，須先去其油質，所用之化學品，大概爲酒精或極薄 Alkali 性溶液，(如 KOH 或 NaOH) 人髮經此製造之後，對於空氣之燥濕，有變更長度之感應，且據試驗，空氣乾時髮短，濕時髮長，雖無絕對之比例，亦頗有相當之關係。此髮纏之上端，懸於鉗子上，次乃捲于小滑車之溝內，其下端懸一小權，重約二 gr，可使髮垂直，但不使之增長，滑車之軸上附一表針，此針極平衡，在表面前活動，置此器于乾空氣中，髮短捲滑車使向此一向轉，置於濕空氣中，髮長捲滑車向彼一向轉，此髮之長短，似與溫度不甚有關係。

空氣飽和時，表針在表面上所指之點爲100，空氣絕對乾燥時，表針在表面所指之點爲0，以髮之長度，與濕度無絕對之比例，故每度之間，並非等距，其中間約爲33，而四之三處爲60。

此器若刻度精密，可一讀卽得相對濕度，亦甚適用，可得與乾濕球溫度表所得濕度之極近值，而至冬天凍時，尤爲適用，所以欲用髮製濕度表，必求其刻度至精，且隨時須檢察其100

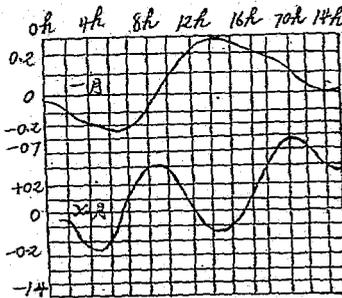
度之點，是否不變，此亦至易，以此器置於有水之密閉罩中可矣。

(六十六) 水汽張力與相對濕度週日之變象：水汽張力週日之變象，大

概在午後一二時間，有一最高，而在太陽初出時，有一最低。但地點之不同，或地點同時令不同，亦有不同之變象，在夏季，在濕熱而低窪之地，有一第二最低，在下午之半，約在十七時，有一第二最高，在半夜，約在二十三時，因之有兩最低，一在晨，一在晚上，兩最高，一在午前約八時，一在夜半。其每日有一最高一最低之原因，至為明顯，因日間水面及濕地，均有蒸發，而動植物亦能增加一部分水汽于大氣，故水汽張力，在午後有一最高，至夜間有大部分之水汽，離去大氣，成為露水；蒸發甚微，其結果在太陽初出時有一最低。至夏季之有兩最高兩最低者，其原因在於大氣之環流。Convection 太陽上升後，地面增熱多，下層空氣，因與地面接觸亦增熱甚強，遂膨脹而較輕，是生上升氣流，因此而水汽亦隨之上升，地面之蒸發，不足以補此損失，是以水汽張力，雖于日出後增多，而自上升氣流發生時，以漸減少，而成午前之最高，于氣溫最高之後，上升氣流漸緩，但水汽仍繼續擴散，水汽張力，仍繼續遞減，但不甚速耳，故于此時有第二最低。至

上升氣流停止時，溫度仍高，蒸發仍強，水汽張力，于此時加增，但因空氣冷卻。蒸發之量，不足以抵擴散，而遂有一最高。既而水汽張力以漸低減，經全夜以至日出時，而有一最低。故日中之一最低，完全由于上升氣流之發生，茲舉巴黎一月與七月之變象為例，列圖如下：

第十三圖



在上層大氣中，無直接發生水汽以源，水汽之達高空者，只由風及上升氣流之輸送，故水汽張力之最高最低發生時間，依情境而異，不能為之預定也。

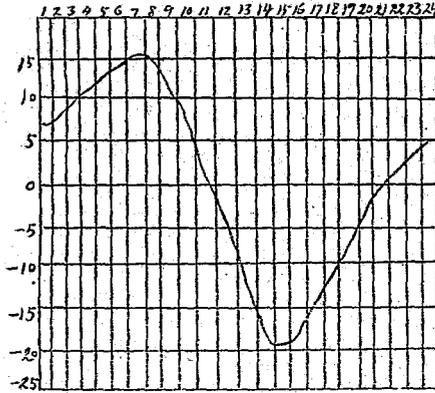
所以在 Eiffel 鐵塔上，最高在八時三十分，與地面之第一最高時間相近，既而漸減至于十六時，是其水汽張力，週日變象，只有一最高及一最低。

至極乾之地，如沙漠者，水汽張力，週日之變象極微，甚至不能表顯，此即在 Sahara Biskra 及 Laghovat 所見者是也。

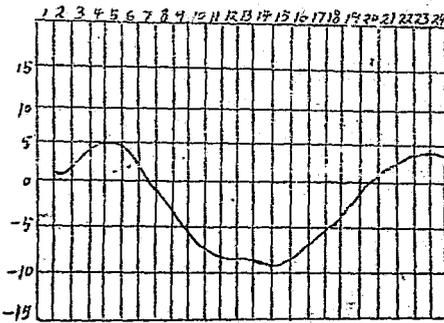
相對濕度，週日之變象，頗為簡單，大概與溫度週日變象，適成反向。其最低常發生於下午二三時，而最高則在上午太陽將升之前少頃。如青島相對濕度一月最高在午前八時，最低在午後十四時，七月最高在午前五時，最低午後十三時，適與溫度之最高最低相反。其振幅則冬比夏大，夏季之最低比日平均小 6.6，最高比日平均大 5.8，冬季最低比日平均小 20.8，最高比日平均大 14.6。此變象之原因，亦至易於解釋，早晨大氣含水汽之量，增加至速，但因溫度之增，空氣所能含之水汽量，增加更速，因此相對濕度低降，而在午後數小時間，有一最低，至日沒時，空氣冷却至速，而空氣能含之水汽量減小亦速，因之而相對濕度，隨之增加，以至翌晨，有一最高。

(六十七) 水汽張力與相對濕度週年之變象：水汽張力週年之變象其大致與氣溫相類似。

第七十四圖

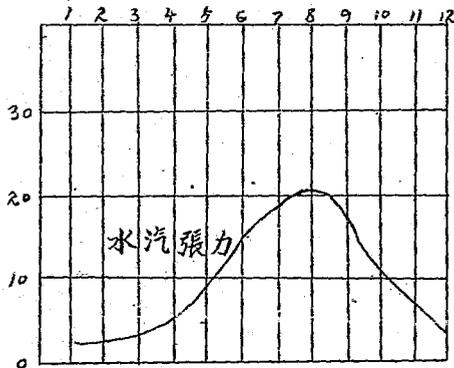


第七十五圖

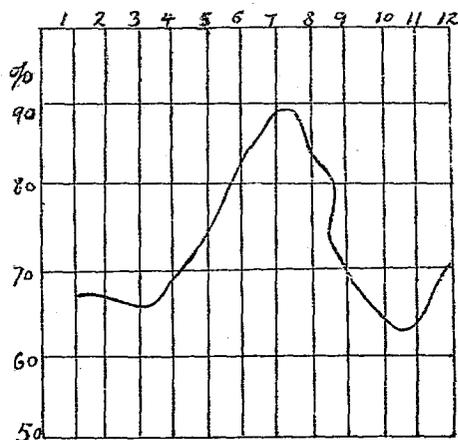


在熱帶之區，其週年氣溫之變差甚微，其水汽張力之週年變差亦微。如 Batavia 最高水汽張力為二〇公厘六，（四月）最低為一九公厘，（八月）其差僅二公厘耳。大概在中緯度各地，其最高在夏，最低在冬，如青島最高為十九公厘六三，（七月）最低為二公厘九四。（一月）其原因則由於夏季溫度高，蒸發量增加之故，而且夏季植物茂盛，亦足以加增水汽也。

第七十六圖 青島水汽張力週年變差圖



第七十七圖 青島相對濕度週年變象圖



相對濕度週年之變象，則按地方之情形，頗有不同，以青島言，其最低在十一月為六二，四最高則在七月為八九，五，其曲線姿勢，尚頗有規則，而開封最低在四月，最為在八月，此即以地點不同，變象亦各異，各地雨期不同，為其大原因焉。

中國各地相對濕度週年變差表

| 地名 | 緯度<br>N | 經度<br>E | 月    |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      | 年    |
|----|---------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|    |         |         | 一    | 二    | 三    | 四    | 五    | 六    | 七    | 八    | 九    | 十    | 十一   | 十二   |      |
|    | °       | °       | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    | %    |
| 瓊州 | 21.00   | 110.79  | 87.1 | 82.0 | 86.1 | 84.6 | 81.3 | 80.9 | 81.9 | 84.4 | 85.5 | 81.3 | 83.1 | 85.6 | 84.1 |
| 北海 | 21.29   | 107.5   | 75.9 | 81.1 | 84.9 | 81.5 | 78.3 | 81.8 | 80.3 | 84.5 | 81.8 | 78.4 | 78.7 | 78.4 | 80.4 |
| 香港 | 22.00   | 114.0   | 70.0 | 76.0 | 83.0 | 84.0 | 83.0 | 83.0 | 82.0 | 83.0 | 77.0 | 71.0 | 66.0 | 67.0 | 72.0 |
| 廣州 | 23.7    | 113.16  | 72.2 | 77.0 | 84.0 | 84.1 | 84.1 | 84.3 | 81.2 | 82.3 | 78.4 | 72.1 | 71.3 | 72.0 | 78.7 |
| 汕頭 | 23.23   | 116.10  | 80.5 | 80.8 | 84.4 | 87.1 | 85.4 | 86.7 | 84.3 | 84.4 | 82.6 | 82.9 | 81.8 | 79.9 | 83.4 |
| 梧州 | 23.29   | 111.20  | 71.9 | 78.5 | 79.4 | 80.9 | 81.3 | 79.8 | 79.3 | 77.4 | 75.0 | 70.8 | 69.4 | 73.2 | 76.5 |
| 廈門 | 24.2    | 118.5   | 75.3 | 80.2 | 72.8 | 83.3 | 82.7 | 83.8 | 80.1 | 80.2 | 76.6 | 71.6 | 75.7 | 78.6 | 79.0 |
| 騰越 | 24.45   | 98.14   | 61.8 | 58.7 | 55.9 | 63.5 | 71.0 | 82.2 | 86.6 | 82.5 | 84.2 | 75.0 | 70.3 | 66.6 | 71.6 |
| 福州 | 25.59   | 119.27  | 75.3 | 78.0 | 80.4 | 82.1 | 82.9 | 84.2 | 81.1 | 81.1 | 78.7 | 75.2 | 74.6 | 75.7 | 79.1 |
| 温州 | 28.1    | 120.40  | 73.6 | 79.4 | 79.1 | 81.0 | 82.7 | 84.7 | 79.9 | 78.8 | 77.4 | 73.5 | 74.6 | 75.4 | 78.3 |
| 長沙 | 28.12   | 112.47  | 78.1 | 78.7 | 82.2 | 79.7 | 80.1 | 75.7 | 74.3 | 76.4 | 74.8 | 74.1 | 76.6 | 75.2 | 77.1 |
| 岳州 | 29.24   | 113.10  | 92.1 | 89.5 | 89.4 | 89.1 | 89.2 | 88.9 | 88.4 | 87.0 | 85.3 | 85.5 | 86.3 | 82.4 | 87.6 |
| 重慶 | 29.34   | 106.48  | 82.1 | 78.8 | 80.8 | 80.2 | 80.9 | 82.3 | 81.6 | 80.4 | 82.8 | 85.0 | 83.8 | 83.1 | 87.1 |
| 九江 | 29.45   | 116.8   | 74.2 | 78.0 | 75.4 | 76.5 | 72.7 | 77.0 | 75.0 | 75.6 | 73.4 | 71.3 | 73.4 | 69.2 | 74.3 |
| 鎮江 | 29.52   | 121.33  | 78.4 | 79.3 | 79.4 | 79.3 | 80.2 | 82.4 | 81.3 | 81.0 | 79.4 | 73.9 | 73.6 | 74.4 | 78.6 |
| 漢口 | 30.35   | 114.17  | 72.6 | 75.9 | 74.3 | 72.9 | 74.5 | 76.9 | 76.8 | 74.1 | 73.6 | 70.0 | 70.0 | 69.5 | 73.4 |

|     |       |        |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----|-------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 宜昌  | 30.43 | 111.16 | 75.9 | 78.1 | 77.3 | 78.6 | 80.7 | 80.6 | 84.5 | 82.7 | 78.9 | 76.5 | 77.9 | 78.4 | 79.3 |
| 大戴山 | 30.49 | 122.10 | 85.1 | 84.0 | 85.1 | 86.2 | 90.3 | 93.3 | 91.3 | 87.7 | 85.3 | 78.8 | 76.4 | 81.2 | 85.6 |
| 徐家匯 | 31.12 | 121.26 | 78.4 | 78.7 | 79.0 | 79.9 | 79.6 | 78.5 | 84.1 | 84.1 | 83.1 | 74.4 | 77.6 | 76.1 | 79.7 |
| 蕪湖  | 31.20 | 118.21 | 81.9 | 82.6 | 77.6 | 77.4 | 78.3 | 81.4 | 83.3 | 82.3 | 77.5 | 74.4 | 76.6 | 76.4 | 79.1 |
| 吳淞  | 31.23 | 121.29 | 76.4 | 70.1 | 78.8 | 78.5 | 78.2 | 85.4 | 83.1 | 83.6 | 81.8 | 74.5 | 73.9 | 76.4 | 79.2 |
| 南通  | 32.2  | 120.56 | 71.8 | 76.1 | 76.2 | 78.3 | 77.8 | 83.6 | 87.1 | 84.3 | 79.8 | 70.0 | 69.7 | 79.5 | 76.9 |
| 鎮江  | 32.13 | 119.25 | 74.1 | 73.5 | 73.5 | 71.3 | 75.3 | 79.4 | 82.7 | 81.5 | 79.1 | 72.3 | 75.3 | 75.4 | 76.1 |
| 長安  | 34.16 | 108.58 | 66.7 | 59.1 | 53.2 | 59.9 | 61.5 | 54.9 | 66.8 | 70.6 | 75.4 | 74.7 | 64.1 | 53.2 | 63.7 |
| 開封  | 34.41 | 114.28 | 67.9 | 63.7 | 60.5 | 58.0 | 62.1 | 62.8 | 81.5 | 80.4 | 62.8 | 62.9 | 62.2 | 60.3 | 65.7 |
| 青島  | 36.3  | 120.19 | 65.7 | 66.1 | 62.0 | 68.1 | 74.4 | 83.1 | 89.5 | 79.3 | 72.8 | 65.5 | 63.8 | 63.4 | 71.6 |
| 烟台  | 37.33 | 121.22 | 78.1 | 74.0 | 70.0 | 63.3 | 72.8 | 73.8 | 81.1 | 81.8 | 78.7 | 71.7 | 74.6 | 75.2 | 74.4 |
| 太原  | 37.51 | 112.22 | 74.9 | 72.0 | 67.5 | 65.5 | 67.7 | 70.1 | 76.1 | 79.8 | 82.1 | 75.4 | 75.4 | 72.6 | 73.1 |
| 塘沽  | 39.9  | 117.11 | 78.1 | 81.3 | 69.6 | 72.1 | 74.1 | 77.8 | 83.9 | 82.6 | 77.1 | 74.9 | 75.6 | 79.3 | 77.2 |
| 北平  | 39.54 | 116.28 | 60.9 | 56.7 | 52.9 | 47.9 | 52.2 | 60.4 | 76.7 | 77.8 | 70.4 | 65.7 | 64.6 | 62.1 | 62.2 |
| 秦皇島 | 39.55 | 119.38 | 78.8 | 79.6 | 71.9 | 63.0 | 72.1 | 77.4 | 84.2 | 82.5 | 71.5 | 62.9 | 65.6 | 72.0 | 73.5 |
| 安東  | 40.6  | 124.21 | 81.2 | 72.5 | 69.0 | 64.8 | 72.8 | 77.3 | 81.8 | 80.4 | 73.3 | 75.1 | 69.0 | 68.8 | 73.7 |
| 營口  | 40.40 | 122.14 | 64.0 | 65.0 | 60.0 | 56.0 | 60.0 | 65.0 | 75.0 | 76.0 | 70.0 | 66.0 | 65.0 | 63.0 | 65.0 |
| 牛莊  | 40.41 | 122.16 | 82.0 | 99.5 | 91.4 | 78.0 | 77.5 | 80.2 | 85.5 | 84.8 | 85.7 | 83.5 | 88.1 | 81.5 | 84.8 |
| 張北  | 40.49 | 114.51 | 48.2 | 47.7 | 46.1 | 28.4 | 33.7 | 57.3 | 64.2 | 68.5 | 53.8 | 40.4 | 80.1 | 45.7 | 48.7 |
| 哈爾濱 | 45.46 | 126.50 | 77.7 | 82.1 | 86.8 | 55.1 | 47.0 | 52.7 | 75.5 | 78.7 | 74.7 | 72.2 | 86.2 | 83.8 | 73.6 |
| 愛琿  | 50.00 | 127.29 | 85.1 | 85.1 | 83.1 | 70.5 | 69.4 | 75.3 | 73.4 | 76.6 | 74.4 | 73.9 | 89.5 | 94.4 | 78.4 |

(六十八) 濕度依高度之變化：任一時間，濕度依高度之變化，至無規

則，因在大氣之中，此層與彼層相疊，其運動之方向，及其速度，均不相同，而其溫度與濕度亦各異，故水汽張力與相對濕度，自此層至彼層，必驟然變化。但以長時期之高度不同各站觀測值計之，即見水汽張力，按高度之遞減甚速。按 Hann 所計算，水汽張力，按高度遞減，與氣壓同例，高度按等差級數增，水汽張力按等比級數減。至一九六〇公尺，減四分之一，至五八八〇公尺，減八分之一，以此類推，至六五二〇公尺，只有十分之一，此其遞減，與氣壓相仿，但較速耳。以氣壓至一八四〇〇公尺，始達十分之一也。

相對濕度，按高度之變化，不甚明顯，似難為之確定，如在雲中，及其附近，相對濕度，可到 100，而距離較遠處，或在其下，則可有較小之值，以情形之種種不同也。

(六十九) 地球面濕度之分配：水汽張力，在地面之分配，以赤道區域

內，為最高，其兩界依緯度漸減，即緯度愈高愈小，至其最高圈，則依太陽而移動，六七兩月向北，一月移向南，赤道兩旁，此圈之差，約五度至六度。

等水氣壓線之形式，與等溫線相類似，而較有規則，與地球距等圈之差較小。在最高圈內，水氣張力在二十公厘以上，有過

二十五公厘，如七月在印度及喜馬拉南斜坡等處是也。其絕對最低，則于冬季現于北半球極冷大陸，所以一月西伯利亞大部分，及美洲極北，水汽張力，均低至一公厘以下，其相對的最低則在各大陸中央，以沙漠為最，如 Sahara，其平均水氣張力一月為五公厘，七月為十公厘，而在大西洋沿岸及亞洲東南，此兩月，同緯度上之水氣張力，過十公厘至二十公厘。

地球面相對濕度之分配，尙未有具體之工作，其詳細之研究，亦僅有相當之用處。且頗有困難之點，因相對濕度，按高度之變差，並無精確公例，是以不能為高度之訂正，以資比較。然所得見者，相對濕度之最低，在大陸中之沙漠，如 Sahara，其平均相對濕度冬為六十，夏為二十五，其週年平均，相對濕度，Ouagla 為四七，Ghardaia，為三十五，最高相對濕度，在大洋上，可達百分之八十，在冷熱兩流相遇處為尤大。如 New Zealand 之南，其地多霧，有一時間，附濕度常在百分之一百左右。中國全國，相對濕度之分配，徐家匯氣象臺長 R. P. Gherzy，有相當之研究，茲節錄其一月七月及週年之分配說及圖如下。

#### 一月之相對濕度。

據七十八圖，中國全部，可分為三區域。第一區，位 35° 緯線

之北，相對濕度值中等，更北則頗低，該區空氣，大多來自西伯利亞，故甚乾燥，多西北與東北風，風沙甚大，致使空氣中大部分凝結，而得保持充分之乾燥氣候。第二區，處於長江以南，為 80% 相對濕度線所包圍。因該區，氣溫較高，故絕對濕度頗重。本月中，該區分界不甚顯明，但比其他諸月，則平均相對濕度，直昇至 90%。

圖中線形所示出之第三區，處於中國之西南部，相對濕度數值較低，與中部略同，但該區之觀測臺多處於 1500<sup>m</sup> 至 2000<sup>m</sup> 之平原上，氣溫較 35° 度緯線以北地區，高出甚多，則該處之絕對濕度值，自亦必較第一區為高。

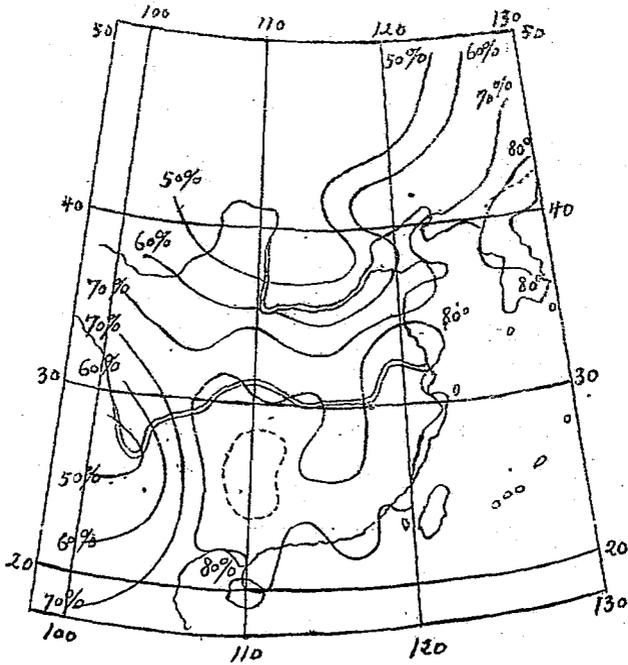
#### 七月之相對濕度。

圖中，（七十九圖）除中國西南部外，各處相對濕度，一律增加。中國東南部，於以前諸月中，相對濕度，常在 80% 以上，今則落至該百分值之下。實際上，氣溫既已升高，則相對濕度縱微有低落，而絕對濕度值，仍無甚變化。其他各處之相對濕度，則一律上漲，雖氣溫亦升高，而相對濕度達 90% 者，仍有多處，即在中國北部，亦於 26° 氣溫下，到達 75% 之相對濕度。

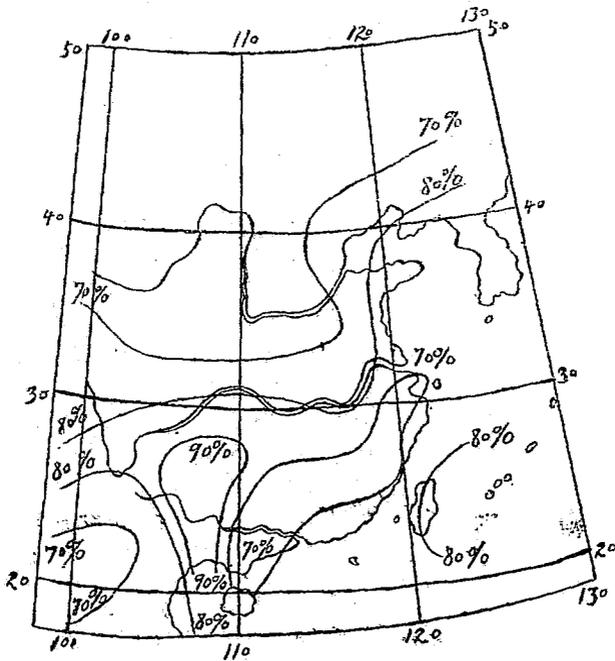
中國沿海以及西南各省之相對濕度，雖在 20° 至 28° 之氣溫

下，仍幾達飽和程度。此為他處所少有。中國全部海岸皆然。  
圖上並可見本月間颶風之掠過或衝擊中國沿海之影響。  
在中國北部，七月間，雨水極盛，故使空氣水分增加。

第七十八圖  
中 國  
一月份等相對濕度綫圖



第七十九圖  
中國  
七月份等相對濕度綫圖



## 第八章

## 雲 雲 量

(七十) 水汽之凝結，飛塵之作用：大氣中所含之水汽，因冷却至相當程度，即凝結成水，此種冷却現象，可分三種，(一)直接冷却，即因輻射或空氣自熱區經過冷區而冷却，(二)因膨脹而冷却，(三)與較冷空氣質量相混合之冷却。關於此三種冷却現象，後當分別詳說。但空氣在某狀況之下，有時能含水汽，過于其經常之含量，即過其飽和量。是以水汽張力，比空氣溫度所應有之最高水汽張力為大，此即所謂過飽和，*Supersaturation*此過飽和現象，必在空氣中，毫無固體或液體微塵，始能發生。此可依下列試驗證明之，如取一玻璃瓶，其口閉塞，中貯少許之水，用藥棉濾空氣，輸入瓶中，此瓶與一橡皮球相通，其始將橡皮緊壓，斷乃鬆放之，空氣既飽和，而又膨脹，容量驟增，自然冷却，但瓶中不見有凝結之水或霧點，是則空氣在其原有溫度，已經飽和，而膨脹後，溫度更低，其所含已過飽和量矣。若易以未濾之空氣，常含有飛塵，則有少許之膨脹，即見瓶中現有霧汽，空氣所含之微塵愈多，霧汽亦愈濃，取蠟燭周圍之空氣，即可見之，以其多含炭質飛塵也。不僅飛塵之能力，足以阻止過飽和現象之發生，即電游子  $Ion$

亦然，電游子為極小分子，含有陰電或陽電，其存在已經物理學家之證明矣。此微塵或電游子之能使過飽和之水汽凝結，以其成為一種凝結心核，而水汽不復能仍保存其平衡也。但無論如何，此過飽和現象，不能毫無界限，若溫度繼續低降，必有一時，不能再有過飽和，其所含過量之水汽，必驟然凝結。此過飽和現象，當然不能在低層大氣中有之，以其常含有飛塵也。而在極高氣層中，此現象有可能性，大概暴雨之成，即由于此，凡一已飽和之空氣質量，或因繼續冷卻，或因與雲相觸，（水滴或冰針之雲）其所含過量之水汽，必立即凝結，其所降之水量。必比尋常凝結之水量多至若干倍也。

（七十一）直接冷卻之凝結：直接冷卻之現象，可從兩狀況發生。一為空氣移動時，自熱區而至冷區，一為在本區內，因輻射作用而冷卻。以學理言，在各種凝結中，以此種冷卻所得之水量為最多。設空氣原為飽和，其溫度為  $20^{\circ}$ ，其每立方公尺所含之水量為  $17^{\text{gr}} 15$ 。設冷卻至  $10^{\circ}$ ，則所凝結之水汽，為  $18^{\text{gr}} 15$ 。減  $9^{\text{gr}} 36$ 。即  $7^{\text{gr}} 79$ ，則其量之大可知，但此種凝結，必須漸成，時間頗長，故不能于短時間得多量之水。此種冷卻凝結，為自赤道向兩極之氣流中所常有，其効用能加增其經過區域之雨量。如美國東岸，智利南部是也。

至于辐射冷却之凝結，只能于低層空氣中有之，因空氣之發射能至弱，只能與地面接觸而冷却。所以輻射冷却之現象只能在天氣晴朗之夜，而距地面只數公尺之空氣層中發生，不能造成雨水，只能造成低下而濃厚之霧，而在地面分佈多量之水。此所以湖上河上，草澤上，天氣晴朗之夜，多生霧氣也。

(七十二) 膨脹冷却之凝結：凡一氣體，因克服外來之壓力，容積大而膨脹，此膨脹所生工作之效果，為溫度之低減。此種冷却，可得極低溫度。如有空氣，其原有溫度，為零上二十度，若驟減其壓力之半，可低至零下三十四度，其差減度為五十四度，即以此相同狀況言，若低減其壓力十分之一，已足冷却至九度矣。

此種現象，在大氣中，時時發生。凡空氣質量，遇一相當原因，被上升氣流挾帶而上升，壓力減小，自然冷却。前于論溫度時已云，凡乾空氣上升約每 101 公尺，遞減一度，若空氣含有水汽，則此律少變，大概以所含之水汽之多寡而定，在未飽和之前，約為每一〇二至一〇四公尺遞減一度。

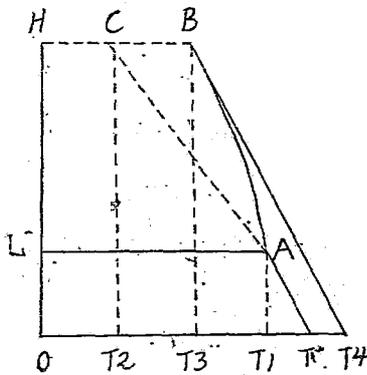
當濕空氣初被上升氣流挾帶上升時，其始為每一〇三公尺，遞減一度，至某一高度，此空氣因以漸冷却，必達其他和點，適足飽和其所含之水汽，過此高度，凝結即開始，自此時始，溫

度依高度遞減之公例，即有變更，因水汽凝結，發散一部分之熱，足以延緩溫度遞減率，其溫度依高度遞減，遂無一定之比例，而按每時之溫度與氣壓為變更。大概遞減率每百公尺 $0^{\circ}.4$ 至 $0^{\circ}.8$ 之間，約比乾空氣之遞減率小一倍。

設上升氣流，繼續至極高時，溫度降至零下，凝結之水，凍而成冰，則至此高度，溫度按高度而遞減之例又變。在上升運動之中，依空氣最初之狀況，其凝結須至某一高度開始，自此高度以上，溫度仍低降，但較為遲緩，凝結亦繼續不息，所成之水量亦較多。據計算所得，一立方公尺，飽和水汽之空氣，原始溫度為十五度，氣壓為 766 公厘，上升至三〇〇〇公尺，冷卻至于零度，可以造成五公分之水。此種凝結，可成極大量之水，依上舉之例，每立方公尺之空氣，可有之水量為五公分；而上升氣流之速度，僅每秒一公尺，是在一高三千公尺，剖面一公尺之空氣柱，每秒鐘可有五公尺之水量，則每分鐘有三百公分之水，每小時有十八公斤之水，若在地面計算，為十八公厘高之水，則一日之水，為四百三十二公厘高，可謂甚多。以青島全年平均降水量言，僅六七八公厘七，大名全年平均降水量，只四八一公厘八，而大同只有三七五公厘二，尚不及此量矣。若上升氣流，最初之溫度，比十五度為高，而上

升速率，亦較每秒一公尺為大，則所成之水量當更多也。設空氣已經上升，而成多量降水之後，反而下降，其氣壓增高，溫度自亦增高，若此下降之空氣，僅飽和水汽，而不含有可以蒸發之水，則溫度一增高，即失其飽和狀況，當然如其他完全氣體，因受壓力而下降，每一〇三公尺，加增一度。可見空氣下降時，至任一平面上，其溫度均比其上升時為高。茲試作一圖，（八〇圖），以明此溫度依高度變差之例。

圖中橫線為溫度，縱線為高度，如在 A 點其溫度為 AL 或 OT，其高度為 OL，設 OT 為上升空氣上升時之溫度，空氣



第八十圖

尙未飽和，仍按上升一〇三公尺遞減一度，則其溫度之遞減成直線 TA。空氣至 OL 高度時，飽和開始，其溫度爲 OT，自此時始，凝結開始，溫度依高度之遞減，較爲遲緩，其遞減度不成爲 AT 延長之 AC 直線，而成爲 AB 弧線，至此高度 OH，其發生凝結之空氣，所有之溫度爲 OT<sub>3</sub>，比按每一〇三公尺遞減率之溫度 OT<sub>2</sub>，爲高，至此最高點，空氣所含之水，均成爲雨，于經過途中散失，只含有水汽，又按每一〇三公尺遞增一度之例而下降，其遞減度爲一直線 BT<sub>4</sub>，與 AT 幾乎平行。可見空氣下降時，在任一點上，其溫度均比上升爲高。設上升氣流，所凝結之水，不下降成雨，而仍浮游于空氣之中，則此現象，不能存在，因空氣漸下降，所含之水，亦漸蒸發，此蒸發作用，所需之熱，須取自空氣本身，而溫度之增加，不能依定律之速也。設凝結之水，均浮游于空氣之中，則下降之空氣，其溫度所成之線，與上升者可以相混，是則在任一平面上，上升下降，溫度無若何之差矣。

至此濕空氣上升下降之作用，于下論 Feohn 時，當詳及之。

(七十三) 混合冷却之凝結：此類凝結，由兩不同溫空氣質量之混合。此空氣質量。具兩種狀況，或爲飽和，或爲未飽和。設此兩空氣，均爲已飽和者，則必發生凝結，此種凝結，由于最高水汽

張力之增加，較之溫度為速，因  $t$  與  $t'$  兩溫度，最高水汽張力  $f$  與  $f'$  之平均，常比  $t$  與  $t'$  兩溫度平均之最高水汽張力  $F$  為大也。

設混合氣已飽和之空氣質量，一為二十度，一為十度，其相當之最高水汽張力，則為  $17^{\text{mm}}41$ ，及  $9^{\text{mm}}18$ ，其平均為  $13^{\text{mm}}30$ ，設無凝結，則混合之溫度為十五度，水汽張力為十三公厘三〇，但十五度之最高水汽張力，為十二公厘七三，比較十三公厘三〇小〇公厘五七，則混和後之空氣，不能含如許水汽，自必凝結矣。但水汽凝結時，必有散熱，故其混和後之溫度，必比十五度略高，而所降之水量，比自〇公厘五七為小。

設兩混合之空氣質量，均未飽和，亦有發生凝結之可能，即與混和之成分有關。若兩氣層溫度不同，而均近于飽和，互相混和，則依此兩混和空氣質量之成分，有時可以凝結，有時不能凝結。此種狀況，可以解釋天空中數種薄雲，忽現忽隱，有時現于此點，有時現于彼點，既而忽然消滅。

此種混和凝結，所造成之水量，在三種凝結中為最少。依計算所得，須高六八五〇公尺之氣層，混合兩同飽和空氣，一為零度，一為二十度，始能有一公厘之水，其量之少可知。故此種凝結，不能成雨，但可以成雲與霧，亦甚重要也。

(七十四) 雲霧之構造：依上述三種凝結，其所成之水，可以浮游于空中，而成爲至小之水點，合此諸水點，即可構成雲或霧。

此水點之徑，可以直接用顯微鏡測定之，若用日月光線，映于薄雲，所成之光環，亦可定此水點之大小。Kaemtz 用此

法，計得水點之徑爲  $0.015$  至  $0.035$  而 Assmann 用顯微

鏡直接觀測，則爲  $0.006$  至  $0.017$  而 Dines 所測則爲  $0.016$

至  $0.127$  此  $0.127$  之數，較他數爲大，已非雲霧中水點之

徑，蓋在雲之成爲雨點時量定也。折中計之，大概可以  $0.02$  <sup>mm</sup>，

即五十分之一公厘，爲雲霧中水點徑之標準。此類水點，爲實心，抑係一種空心水泡，自屬一種疑問。氣泡之說，久占優勝，以其可用汽球之浮於大氣中，作此水點浮游空中之解釋。

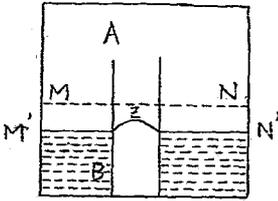
但此浮游狀況，非其實在現象，因水點並非浮于空氣中，實則繼續下墜，惟其速度至小，故只須少許之氣流，即可令其在水平向移動或且上升。凡一物下降，其速度始爲加速，其與速率相當之空氣抵抗力，亦繼續增加，而重力加速率，則爲常定，每時實運動之加速度，等于常定之重力加速度與常增之空氣抵抗力之差，當然必有一時，運動加速度等於零，自此時始，下墜之運動，原爲加速，轉成均速，若空氣抵抗力：對於

某一速度，比其重量為大，則均速之時間，到達甚速，而均速度亦甚小。球體之重量，與其半徑之立方有比例，而空氣對於某一速度之抵抗力，則與其面積，或與其半徑平方有比例，是則空氣抵抗力，對於重量，與其半徑，成反比例，凡一球體之半徑，十倍小者，則其空氣抵抗力，比其主動力大十倍，是以可見，若一至小球體，如雲之水點者，則空氣抵抗力，比其下墜之水點為大，而其下墜均速度必極小。如一球體其徑只五十分之一公厘，如雲中水點徑之平均值，據計算所得，其下墜之均速度，只每秒數公分。

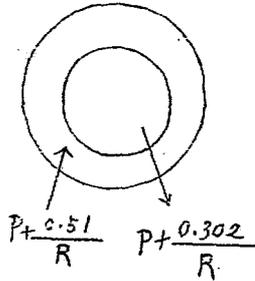
至于雲中之扁平小冰片，其同重量之面積，比一圓球形為大，則其空氣抵抗力，比對於水滴為大，是以此液體或固體之小分子，能在空中浮游，並非如吾人理想所假定之汽泡也。

依毛管作用之學說，足以證明空心水泡，小如雲中水點者，不能存在。設有一器，中貯空氣與水，其平面為 MN。

若于水中置 AB 毛細管，其半徑為 R，其造成之物質，與水為不粘性，水之滲入管中者，其柱端為凸形彎月面，其距水面 MN 之度 Z，依毛細管公例，則 Z 之高度，與管半徑 R 為反比例，設以公分為長度之單位，水之毛細管常數為  $0.075$ ，則 Z 之數，可以下列公式求之。



第八十一圖



第八十二圖

$$Z = \frac{0.151}{R}$$

設  $P$  為大氣于  $MN$  平面之氣壓，以液體之高度表之， $P+Z$ ，為距水平面  $Z$  處水內所受之壓力。

在凸形毛細管彎月面之上，空氣之壓力為  $P$ ，而在其下之水中，則壓力為  $P+Z$ ，是以若自空氣入水，經過凸形彎月面，其壓力增高  $\frac{0.151}{R}$ ，若經過凹形彎月面，自空氣入水，氣壓則減少  $\frac{0.151}{R}$ 。

設有一水汽泡（八十二圖），其球膜至薄，中貯有空氣，或水汽，其半徑為  $R$ ，其外面壓力為  $P$ ，其液質膜之壓力為  $P + \frac{0.151}{R}$ ，以其經凸形彎月面而過也。若經中部，而至液

膜，則壓力在液膜比在中部小  $\frac{0.151}{R}$ ，以其經過凹形彎曲面也。如此則在外之壓力，為  $P$ 。而在中部之壓力為  $P + \frac{302}{R}$ 。如一水泡，其半徑為  $0.001$ ，為雲中水滴折中之度，則內部比外部所多之氣壓，為  $\frac{0.302}{0.001}$ ，即  $302$  約三分之一氣壓。設水泡比上設者小三倍，即如 Assmann 所計定者，則內部之壓力比外面之壓力大逾一氣壓，以如此大不同之壓力，則內部之空氣，必擴散向外，自不能假定有如許至小水泡之存在也。

且 Assmann 尚在顯微鏡中，見有霧中水滴之凍冰，此所成之冰球，至為稠密，其大小無甚差別，且其中無貯氣體之狀。

由此可見，雲與霧，均為實心水點所成，而非空心之水泡。至雲彩尚可為小冰片所組成，且其下墜甚緩，偶有少許之風，即可令常浮于空中，可解釋此水點與冰片之小矣。

凡一雲，能在空中久現者，並非為同一水滴所構成，因其原有水滴，繼續下降，惟速率甚微，至達于較熱較溫之氣層，即蒸發焉。故雲能久存，必有新水汽，凝結成水滴，以代此常常下降而蒸發之水滴。且也，雲之形狀，亦時時變更，若精密觀察，即可雲之大體，雖長時間如故，而其細點則不斷的變化也。

(七十五) 雲之分類或雲形：雲之研究，在中國農家，與航行者，均能

知之，但均由于若干年代之經驗而來，知其然而不知其所以然，殊為缺憾。雲之形狀，至為複雜，若分別舉之，可得數十種不等，為便于確定其狀故，特定數種，以為之名，而為之分類，此種分類之要點，以各雲之源，各有大氣之相當條件，故雲之形狀，全世界均同，而必須為之定名，使觀測者，一望而知為何種雲，而不至有所錯誤也。

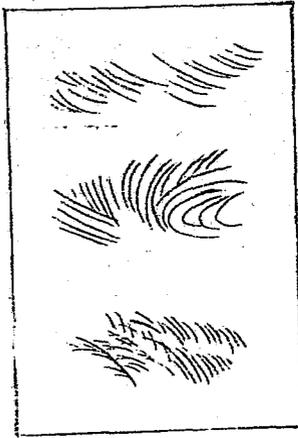
定雲之名自 Lamark 始，現時所用者為 Luck Howard 所規定，而經 Abercromby 與 Hildebrandson 所修改者。計分十類，即卷雲，卷層雲，卷積雲，高積雲，高層雲，層積雲，雨雲，積雲，積雨雲，層雲是也。

自一九二二年以來，國際雲學委員會，即着手研究雲之分類，因製成國際雲圖，分類詳說雲之形狀，及天空狀況之遞變，此圖經法國中央氣象局審定，已于一九三〇年出版，現已由中央研究院氣象研究所，譯成中文，為研究雲學者：所應知也。

雲之大族，可分四種，即(一)卷雲，Cirrus為織紋之雲，(二)積雲 Cumulus 羣積隆起之雲，(三)層雲，Stratus 層層相疊之雲，(四)雨雲，Nimbus黑而混亂之雲，雨即從之而降，以此四者相組合，而成上述之十類，而分為五大種，即上層雲，中層雲，下層雲，上升氣流雲，又高霧是也。此上層，中

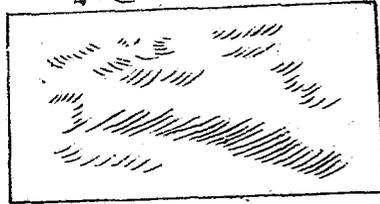
層，下層等名稱，亦僅示其大概，並非絕對如此，且有時上層雲，亦可降至下層雲之下也。

卷雲種類



第八十三圖

普通卷雲形狀



第八十四圖

(A) (上層雲)平均高度約九千公尺。

(一)卷雲，(Ci. 或 K) 此雲純白，而無黑影，有纖維狀，形狀至多變化，或如斷片之羽毛，此纖維，有時分散，有時集合，成一稀薄之帶，有時成為平行波紋，如潮退後之沙灘，有時經天成帶，有如弧形，遠視之若輕濛于地之一方，或地平上相對之兩點。有時卷雲之纖維，集成如軍帽上飾之羽毛，或毛筆

之刷痕，此形之卷雲，常為暴雨之兆。

卷雲鮮與地面平行，多與地面成斜交，以此異于他雲，自遠眺望，不能順天邊而平行排列，但常糝湊于一角。卷雲種別甚多，茲舉其較可注意者，如下：

(一)毛卷雲 Cirrus Filosus 類似細直或不規則彎曲之毛茸，無叢簇，亦無斑點，分立而不團聚。

(二)鈎卷雲 Cirrus Uncinus 卷雲之狀如亂草，上端有小簇或斑。

(三)密卷雲 Cirrus densus 卷雲之較厚者，測候不慎，易誤為中層雲或低雲。

(四)偽卷雲或雜卷雲，Cirrus Nofhus，卷雲出于積雨雲之上巔。

(二)卷層雲 Cirro-Stratus (Ci-St) 白乳色薄幕，佈于空中，在日月之下，不掩日月輪廓，惟成暈耳。有時完全擴散，不易分別，如生口雲及月暈。有時如亂絲錯綜，纖縷隱約可見。

層雲為幕極廣，或偶有罅隙，終必漫滿天空，雲之邊緣，或平直如線，要以參差不齊，為所習見。日中日離地平略高，雲層縱厚，亦不能障蔽日光，使地面之物無影。

乳色狀之霧層，亦有類于卷層雲，惟日月遇卷層雲，必生暈。

足爲之辨。

卷層雲可分兩類。

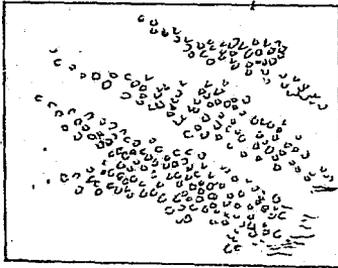
(一)薄幕卷層黑 Cirro Stratus Nebulosus 爲極勻之薄幕，時而稀甚，幾至不可辨，時而稍濃密，然皆結構不明，但常有日暈。

(二)毛卷層雲 Cirro Stratus Filosus 具纖維幕，結構可辨，頗似密卷雲，以其正由密卷雲遞嬗來也。

(B) (中層雲)平均高度 3000 公尺至 7000 公尺。

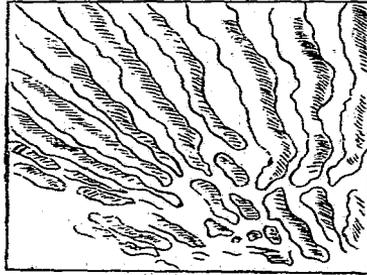
(三)卷積雲 Cirro-Cumulus (Ci-Cu) 小薄片或小球，白色而無影，常集成羣或成行，俗謂之魚鱗雲。

卷積雲



第八十五圖

波紋狀高積雲



第八十六圖

卷雲或卷層雲退化，並可轉成卷積雲，故其轉變之片塊，尙留纖維之遺痕。

真卷積雲，不常有。高積雲之邊緣，往往有小片高積雲，慎勿誤認爲卷積雲。卷積雲與高積雲頗相類似，未易分別，可于下列三性質中斷定之。

- (a) 與卷雲或卷層雲之轉變，顯然未分。
- (b) 由卷雲或卷層雲轉變而成。
- (c) 可驗其爲冰片所成，性質與卷雲類似。

(四)高積雲 Alto Cumulus (A—Cu)白色或灰色之小球或扁片，較卷積雲爲大，且常無影，以此與卷積雲爲分別。

雲層之最小個體，極整列有序，既小而薄，各個排列成行或成羣，或成段，沿一方向或二方向陳列，個體之間，時復相距密邇，互相銜接，故有蘋葉天之名稱。

個體邊緣薄，而半帶透明，往往發爲虹彩，實此雲之特色。

高積雲可分爲二亞屬。

- (一)透光高積雲 Alto Cumulus Translucidus 高積雲塊，色自皓白至灰暗，彼此厚薄不同，甚至同一層內，亦種種不一。各個體成整列，宛如棋局。此屬之雲，雲層中雲塊之表裏及四至，可由透光之強弱而察知。由雲層之間隙，可見天空藍色，

即不見藍色，雲層既薄亦能透光。

(二)蔽光高積雲 *Alto Cumulus Opacus* 連續之高積雲片，至少有大半不見罅隙，雲塊色暗而形畸，層厚而密，鮮能透光，第雲塊真相，則在雲之底面，可以窺見。

高積雲高低之差甚大。

高積雲之最高者，雲塊小，形類卷積雲，但依下列諸性質，可以分別，以高積雲無此性質，而卷積雲則有之也。

(a) 與卷雲卷層雲有不斷之葛藤。

(b) 自卷雲或卷層雲轉變。

(c) 具卷雲之性質。

較低之高積雲，由於積雲巔橫擠而成，易誤為層積雲，其辨別之法，凡整列成層，輪廓分明而最小之雲塊（游離獨立之雲塊，習見於附緣者不計，）其直徑在太陽視徑十倍以下者，即仰長手臂，用手指揣測，其闊不逾三指，為高積雲，否則為層積雲。

若高積雲薄而半帶透明之邊緣，經日或月之前，則生日月華，彩環之色，外紅內綠或有數重，此現象為卷積雲所無。

層雲，或兩層雲。反之高層雲片，可轉變為高積雲，一日之內，常見其彼此互變。尚有一端，不可忽者，測此雲時，常見

雲之下端，垂有形如纖維之影跡，特擬其名曰，雨旒。Virga  
高積雲中，有積雲性之高積雲，為積雲巔橫擱而成，積雲下段  
已消失。

此類尚可分為絮狀高積雲，Alto Cumulus Flocus 叢簇之  
雲塊，彷彿似小積雲者，無底邊，每每支離破碎。及堡狀高積  
雲，Alto Cumulus Castellatus 形似假山之積雲狀雲塊，  
有共同之底邊，各雲塊比肩排列，有類女牆。

積雲之上，濕空氣層，若更上升，則成狀如頭巾或面紗之雲，  
有時穿積雲之巔而出，似為積雲之幟，實則為高積雲也。

(五)高層雲 Alto Stratus (A.St) 灰色或藍色之織紋或綫條  
厚雲幕；經過日月，不能成暈，而減日月之光，自雲下望日  
月，朦朧如經毛玻璃，有時渾厚而陰晦，日月無光，此際雲之  
厚薄不等，暗黑之中透露微光，透相間如碎塊之組合，實則並  
無不勻之處，且有數處尙可見有極微的纖維結構。

高層雲可分為三亞屬。

(a) 透光高層雲 Alto Stratus Translucidus 狀如厚卷層  
雲，自雲下視日月，如經毛玻璃。

(b) 蔽光高層雲 Alto Stratus Opacus 晦暗而厚薄不勻之  
雲，極厚處，日光全隱，間亦有具極微之纖維者。

(c) 降雨性高層雲 Alto Stratus Praecipitans 晦暗之厚幕雲，尚具有織紋性，自此降微雨或雪，有連續，有間斷，若所降雨雪，未抵地面，則成所謂雨旛或雪旛。

高層雲之高低不等，約二千至五千公尺。高層雲之高者，似卷層雲，但可以分別，以其不能成量也。且地面物體無影。高層雲之低者，似雨層雲，其分別為雨層雲比較灰黑，無白光，絕對無織紋。因其下面具有潤濕之狀，為未曾下墜之雨也。且高層雲不能完全掩蔽日月光，常有空隙，可現日月，雨層雲則否。

(C) (下層雲)高度平均約二千公尺之下。

(六) 層積雲 Strato Cumulus (St—Cu) 一層或若干片葉狀或球狀之雲也。雲塊頗大，大致作灰色，有數處至暗。

各個體集成團或成爲行列，或成爲浪紋，沿一方或兩方向而排列，雲塊密接，足以掩蔽全天，在大陸冬季則常作波浪狀。

層積雲可分二項：

(a) 透光層積雲 Strato Cumulus Translucidus 雲層不甚厚，雲隙處可窺見藍天，否則亦必于雲層之薄處，漏見天光。

(b) 蔽光層積雲 Strato Cumulus Opacus 爲極厚之雲層，成于連片之暗色大圓塊，各雲塊形體之所以分明，非由于透光

之強弱，實由其本體凸出于層雲底面。層積雲與高積雲之辨別，已詳高積雲說明。

同一雲層，在不甚高處測之，則為高積雲，若在較高處測之，則又若層積雲，此不可不知之。

大概層積雲不常與中雲層與低層雲同現，常附于垂直發展之雲。（如積雲）

層積雲之厚者，其雲塊常彼此漸起合併，有時全體竟變為雨層雲。但必層積雲雲塊，完全消滅，且因降雨或雪之故，雲之底面，已混淆難辨，始得稱為雨層雲。層積雲可轉變為層雲，層雲亦能轉變為層積雲，層雲較低，個體漫散，測者見其整列之團塊結構，泯滅無餘。若雲塊極鈍而形大，其結構尙約略可辨，仍稱之為層積雲。

層積雲分下列兩種。

(a) 向夕層積雲 *Strato Cumulus Vesporalis* 雲形扁平而細長，大抵見諸日沒之際，為日中積雲蛻變之結局。

(b) 積雲性層積雲 *Strato Cumulus Cumulogenitus* 層積雲成于積雲巔之橫擴，迨後積雲巔全沒，乃有此雲。

層積雲有如波狀 *Undulatus* 者，但與成列之積雲不同，須為分別。有如乳狀 *Mammatus* 者，但與高層雲不同，因其無織

縷紋也。

(七)雨雲 Nimbus (N) 或雨層雲 Nimbo-Stratus (N-st)  
 雨雲之名，襲用已久，惟當雲圖草案擬定時，雨雲之名，頗受  
 攻擊，近國際雲學委員會主席，擬改用雨層雲之名，以為必須  
 修改，但尚未決定也。

此雲色灰暗或黑，近地面籠統而漫無定形之雲層，有微弱之  
 光，似發于雲之內。若降水，常為連綿之雨或雪，但降水並不  
 足以示此雲層必名為雨層雲，因有時亦不降雨或雪也。有時降  
 水而不下達地面，故其底常混亂如雨瀉焉，是以其下面不能有  
 界限。

### 積雲



第八十七圖

雨雲或雨層雲之下，常陸續發生極低破布狀雲塊，飛浮於雨雲之下，是為碎雨雲，或碎層雲。此碎雨雲，有時連成一片，可于其隙窺見雨雲或雨層雲。

(D) (四) 上升氣流之雲。

(八) 積雲 Cumulus (Cu) (底高約 1400 公尺頂高約 3000 公尺) 為向上直展之厚雲，其頂為穹形而隆起，其底則大概平橫。

若雲與日對向，觀測者上觀雲面，其光較隆起之邊為明，若日光自側面來，則雲之明暗倍顯，若與日同向，即中心暗而四周明。

真正之積雲，上下邊界，極為分明，其面常割然如割。亦有積雲如破布狀，其中各部分，刻刻變幻，此謂之碎積雲 Fracto-Cumulus 前者多屬於晴天積雲，後者多屬於惡天氣積雲。

積雲可分兩類：

- a) 卑積雲 Cumulus Humilis 積雲之向高發展不甚強盛，形較扁平者，大概在晴天見之。
- b) 滿積雲 Cumulus Longestus 隆起之大雲塊，其頂有似菜花。

(九) 積雨雲 Cumulo-Nimbus (Cu-N) 濃厚之雲塊，其巔類

積雲，隆起作山塔之狀，有時單獨現于天空，有時上部有纖維結構，每每橫展，作鐵砧狀，即所謂偽卷雲。雲底如雨層雲，（或雨雲），且常見雨旛下懸，在雲層之下，常有一層極低之破布狀雲。（碎層雲或碎積雲）

積雨雲常有驟雨或驟雪，或雷雨。

有時其頂不能見，有驟雨，即可足其為積雨雲。

### 積雨雲



第八十八圖

積雨雲與發展甚盛之積雲，不易分辨。惟上部若有纖維結構，即可決定，其為積雨雲。積雲無論如何濃厚及強烈，若上端不現有纖維結構，不能稱之為積雨雲。

積雨雲上部，作卷雲形，其態變化甚大，但往往成爲砧狀，故

可稱之爲砧狀積雨雲。Cumulo-Nimbus Incus，緯度高處，春季見雲之全部，皆爲織綫結構，其積雲部分消失，雲遂變爲卷雲與雨旄。

積雲上巔，所見之頭巾狀物，所謂積雲幘者，亦見于積雨雲。

若積雨雲，佈滿天空，僅其底可見，則與雨雲相類，辨之甚難。若能于佈滿時，或由雲隙窺見積雨雲上端之小部分，則易辨，否則惟追蹤雲之演變。如降雨則亦易辨，因積雨雲所降之雨，爲勢驟而間歇之雨，（雷雨）而雨雲所降之雨，則漸而連綿也。範圍極大之積雨雲，其前方往往伴以滾軸狀之暗晦色雲，形狀似弧，披散似破布，橫張于淡色之天空，名爲弧狀雲，Arcus 無非碎積雲或碎層雲之總相而已。

積雨雲，常見乳狀結構，或在雲底，或在積雨雲砧之兩翼及其下面。

積雨雲能產生厚層之高積雲，或層積雲，及密雲。

積雨雲之特殊者有兩種：

（一）禿積雨雲 Cumulo Nimbus Calvus 此種積雨雲，其特證爲雷雨。有時有雨旄，但不見有卷雲狀之部分。

（二）鬚積雨雲 Cumulo Nimbus Capillatus 積雨雲之卷雲狀部分，完全暴露，且常成砧狀。

(E) (五) 高霧 (高度 1000 公尺以下)

(十) 層雲純灰色之雲幕。漫無結構，不能有雨，(因有雨即成雨層雲)不能接觸地面。(因與地面接觸則成霧)此極低之雲層，分離成斷片者為碎層雲，在山腰常見之雲片，即此層雲也。層雲有時有雨，但雨點小而密，Drizzle 與普通之雨不同。此雲即由霧演變而成，故有時霧在地面，時間較久，上升成為層雲，故可謂層雲，即高霧。冬季時常見天色灰暗，即此雲之遍佈也。

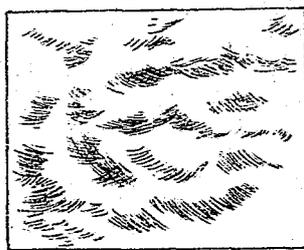
雲之主要類別分列如下：

荚狀積雲



第八十九圖

乳狀雲



第九十圖

- (一) 縐狀 Fumulus (Fum) 極薄之雲幕，稀疏幾不可辨。
- (二) 荚狀 Lenticularis (Lent) 雲形橢圓，有分明之輪廓。
- (三) 積雲狀 Cumuliformis (Cum) 雲之上部有圓塊似積雲。

(四)乳房狀 Mammatus(Mam) 雲之底成囊形，或花沫形。

(五)波狀 Undulatus(Und) 平行長軸，如海洋波浪。

(六)輪狀 Radiatus(Rad) 平行之雲帶，遠眺如輻湊於地上之一角。

尚有悽狀，旒狀，砧狀，弧狀等。

此為雲形之大別，必須有精確之認識，因某某雲之出現，往往與未來天氣有關也。

以上所述係按舊定之分類，茲將國際雲學會新規定者列下，亦分十類，但排次微有不同耳。

(1°) 上層雲 下面平均高度 6,000<sup>m</sup>

b 形 { 1 卷雲  
2 卷積雲

c 形 { 3 卷層雲

2°) 中層雲 { 上面平均高度 6000<sup>m</sup>  
下面平均高度 2000<sup>m</sup>

a 形 { 4 高積雲  
b 形 {

c 形 { 5 高層雲

3°) 下層雲 { 上面平均高度 2000<sup>m</sup>  
下面平均高度近地面

- a 形 { 6 層積雲  
b 形 {
- c 形 { 7 層雲  
8 層積雲
- 4°) 上升氣流雲 { 上面平均高度 6000<sup>m</sup>  
下面平均高度 500<sup>m</sup>
- a 形 { 9 積雲  
10 積雨雲

表中之 (a) 形，為孤立而成塊之雲，其成也有垂直之發展，其消也則擴散。(b) 形為擴散但分為纖維為薄片或為小球之雲，有時久存，有時漸向消滅。(c) 形為擴散成為幕之雲，常在造成及增長之途徑中。

以上諸雲，除層雲外，可分九種，實則可分兩大類，(一) 分散或球狀多為晴天。(二) 遍布或幕狀，多為雨天之表示。第一類中，如卷雲，卷積雲，高積雲，層積雲，夏季圓巔之積雲屬之。第二類中，如卷層雲，高層雲，雨雲，積雨雲，及碎積雲屬之。測雲時須測距地平相當高度，不可太高，亦不可太低，大近地平，則實在雲形，完全因遠視而變化，分散之雲，似合而成一，而不甚厚之雲層，似一平橫長帶，若太高則雲過

于近天頂，只能見其底，而不能見其全形。

(七十六) 雲之高度：定雲之高度，用三角測量法。先擇兩地點，其距離自五百公尺至一千公尺，作為基線，各用經緯儀，同時測同點之雲，以定雲距地平高度，及瞄準垂直平面與經過兩點平面所成之角。如圖(九十一圖) A. B. 為兩測站，其距為五百至一千公尺，同時用經緯儀，定雲點 C 之地平高度  $\alpha_1$   $\alpha_2$  及

兩平面所成角  $\beta_1$   $\beta_2$  可用 A B C 三角，求，B D 之長。依下列公式有：

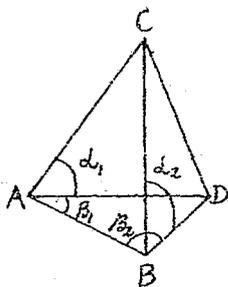
$$\overline{BD} = \overline{AB} \times \frac{\sin \beta_1}{\sin (\beta_1 + \beta_2)}$$

其 C D 長即以下列公式求之。

$$\overline{CD} = \overline{BD} \operatorname{fang} \alpha_2$$

$$\overline{CD} = \overline{AB} \times \frac{\sin \beta_1 \operatorname{fang} \alpha_2}{\sin (\beta_1 + \beta_2)}$$

即雲之高度也。



第九十一圖

若干數分鐘後，再測一次，則比較兩次雲之位置，即可求得雲所經過之路，可以求雲向與雲速矣。

此種測量雲高之法，自甚困難，必須兩地點，均有相通之電話，且必須測站之設備完全，然後可以實行，至其所測之雲，兩方所瞄準者，是否即為同點，亦一疑問也。

262 國立北京大學農學院氣象學講義

國際氣象委員會，于一八九四年，在瑞典都城開會，決議于一八九六年春及一八九七夏約一年時間，測雲高及雲速，其所測最夏季雲高之成績列表如下。

| 地名     | Upsalla   | Postam    | Trappe    | Bruxelles | Washington | Manilla    |
|--------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|
| 緯度     | 60.N      | 52.5N     | 49.N      | 42.N      | 39.N       | 14.5N      |
| 卷雲     | Km<br>8.2 | Km<br>9.0 | Km<br>8.9 | Km<br>9.5 | Km<br>10.4 | Km<br>11.1 |
| 卷層層    | 6.4       | 9.0       | 7.9       | 10.1      | 10.6       | 13.0       |
| 卷積雲    | 6.5       | 6.4       | 6.8       | 6.7       | 8.8        | 6.8        |
| 高層雲    | 2.8       | 4.2       | 3.8       | 6.2       | 5.8        | 4.3        |
| 高積雲    | 4.0       | 4.0       | 2.7       | 3.8       | 5.0        | 5.7        |
| 層積雲    | 1.8       | 2.2       | 1.8       | 1.2       | 2.9        | 1.9        |
| 雨雲     | 1.2       | 1.8       | 1.1       | 1.2       | 1.9        | 1.4        |
| 積雨雲(頂) | 4.0       | 4.0       | 5.5       | 9.0       | 5.0        | 6.5        |
| 積雲(頂)  | 2.0       | 2.1       | 2.2       | 2.9       | 2.5        | 1.8        |
| 積雲(底)  | 1.5       | 1.4       | —         | 1.8       | 1.2        | —          |
| 層雲     | 0.7       | 0.7       | 0.9       | 0.5       | 0.8        | 1.1        |

其冬季之雲高成績如下表。

| 地名 | Upsalla   | Postam    | Trappe    | Bruxelles | Washington | Manilla    |
|----|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|
| 緯度 | 60.N      | 52.5N     | 49.N      | 42.N      | 39.N       | 14.5N      |
| 卷雲 | Km<br>7.0 | Km<br>8.3 | Km<br>8.5 | Km<br>8.6 | Km<br>9.5  | Km<br>10.6 |

|        |     |     |     |     |     |      |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| 卷層雲    | 5.5 | 8.1 | 5.9 | 8.9 | 9.5 | 11.6 |
| 卷積雲    | 6.1 | 6.1 | 5.6 | 6.2 | 9.4 | 6.4  |
| 高層雲    | 4.1 | 3.0 | 3.8 | 4.6 | 4.8 | 3.9  |
| 高積雲    | 4.2 | 4.0 | 4.3 | 3.7 | 3.8 | 4.6  |
| 層積雲    | 2.0 | 1.4 | 1.6 | 1.6 | 2.4 | 2.3  |
| 雨雲     | 1.0 | 1.3 | 1.1 | 0.7 | 1.8 | 1.8  |
| 積雨雲(頂) | 5.2 | 4.7 | 3.9 | —   | 3.7 | 3.1  |
| 積雲(頂)  | 1.5 | 1.7 | 2.4 | 1.6 | 2.3 | —    |
| 積雲(底)  | 0.7 | 1.0 | —   | 1.5 | 1.2 | 1.8  |
| 層雲     | 0.5 | 0.6 | —   | 0.6 | 1.1 | —    |

以上所舉之雲高，自為平均數，實際上，與此相去甚遠。如在美国，所測卷雲之折中高度，為 9900<sup>m</sup>，其極限在 14900<sup>m</sup> 及 5390<sup>m</sup> 之間，而積雲雲底，其最大最小之限，亦在 600<sup>m</sup> 及 3580<sup>m</sup> 之間，其折中高度，則為 1410<sup>m</sup>，餘可類推。

一年之中，雲高之變差，甚為明瞭。相同之雲，夏比冬高，此理至顯，因夏季空氣較熱，亦比較的較冬季為能容水汽，故必須上升較高，始能遇一較冷之氣層，開始凝結而成為雲。在美国 Blue Hill 所測者，尤足表示此全年之變差，積雲之底，冬高一三八〇公尺，夏高一四七〇公尺，卷積雲，冬高六九九〇公尺，夏高七六一〇公尺，卷雲，冬高八〇五〇公尺，夏高

九九二〇公尺。

同此理由，可以推知同類之雲，在赤道上比在高緯度為高，其變差顯著者，為高層之雲。

溫度，濕度，為週年雲高變差之主因，亦足以發生週日之變差，是以雲高自早晨增至晚，夜中則漸低，下列一表，為八時，十三時，十九時，所測之雲高。

| 時 間   | 八 時       | 十 三 時     | 十 九 時     |
|-------|-----------|-----------|-----------|
| 卷 雲   | m<br>8700 | m<br>8760 | m<br>9500 |
| 卷 積 雲 | m<br>6020 | m<br>6570 | m<br>6230 |
| 高 積 雲 | m<br>3780 | m<br>4260 | m<br>4000 |
| 雨 雲   | m<br>1180 | m<br>1550 | m<br>2160 |

積雲多由上升空氣而成，故在日中為最多，因其時地面較熱，上升氣流較易發展也。夏季早晨，天色極清，至九時十時許，常見有積雲現于天空，其數量及其大小，其高度及其厚度，亦終日增加，至晚間始消滅。此可由各時所測積雲頂與底之高顯之。下列一表即各時積雲之高度與厚度。

| 時 間 | 八 時      | 正 午       | 十 四 時     | 十 七 時     |           |
|-----|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| 高 度 | 頂        | m<br>1300 | m<br>1840 | m<br>2090 | m<br>1760 |
|     | 底        | m<br>1090 | m<br>1270 | m<br>1550 | m<br>1700 |
| 厚 度 | m<br>210 | m<br>570  | m<br>540  | m<br>60   |           |

至其他各雲，則不能終日均有，低者早晨為多，高者日中為多，如卷積雲與卷雲之比例，早晨為大，日中減小，反之卷層雲與卷雲之比例，則自早晨增至晚上。

雲厚之變化至大，如卷雲卷層雲則極薄，有時幾等於無，若積雲，積雨雲則可厚至數千公尺。據1850年七月二十七日Barral及Bixio乘汽球所過之雲，厚五千公尺，1894年，柏林有汽球，經過冰晶所成之雲，厚逾六千公尺。Ce. Lay之計算，

積雲之厚，自  $5600^m$ ,  $7600^m$  至  $9900^m$  Claydon 且證明雲之厚者，雨點大，中等之雨點，雲須厚  $600^m$  至  $1200^m$  之造成，必積雨雲之厚自  $1800^m$  至  $3100^m$  而冬季之雪，則雲只厚  $1200^m$ 。

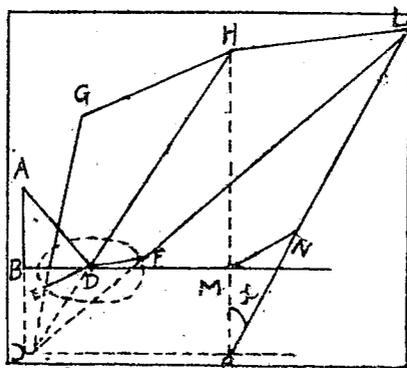
(七十七) 雲之方向及速度：觀測雲之方向及速度，比雲之高度為尤

要，因其能表示高層氣流之狀況，對於天氣預報，至為有用。

以目力之觀測，有時亦可得其方向，及相對速度，以可分雲為上，中，下三層，用目力約計其方向，並分為緩，疾，急，三種，記其速度。但因遠視之作用，往往目測發生至大之錯誤，故欲確定雲之方向速度，須用一種儀器，其普通所用者，為(Fineman)測雲鏡。Nephoscope 此鏡為一黑色平玻璃，可使雲影現於鏡面，而目光不為天空光線所眩。鏡為圓形，分

爲十六向，或三百六十度，須置極平，南北向亦須確定，鏡旁，置有一活動直尺，上端有一眼孔，移動尺之高度，及其方向，俾人眼能自尺之眼孔中，見雲之任一點現於鏡之中央，不再移動直尺，及眼孔，注視鏡中之雲影。

察其移動之方向，直至此影出鏡外爲 $\parallel$ ，乃記其出鏡之方向，或度數，惟雲之方向，爲此向之反向，如雲影所經之向爲東東北，雲之實向爲西西南，如爲六十七度半，雲之實向爲二百四十七度半，若測雲影行此半徑之時間，即可求得其視速度。此器之理由，略說如下：



第九十二圖

如九十二圖，D. 爲鏡之中心，FE 爲鏡之圓周，AB 爲直尺，升降直尺，可從 AD 方向，窺見 H 雲影，現於鏡心點 D. 設 H 依 HG 方向行，則測影所行之 DF 徑，即知方向矣。其定速度之法，可先定影自 DF 之時間 t，影之向 HL 或向 HG，其距相等，故現於鏡上之影，DF. DE 亦相等，既得 t 時間，即可求此點自天頂行至十五度之時間 T。

設  $MR = BC = AB = a$  (直尺所得之高度)

$$\text{Tang } x = \frac{MN}{a}$$

但  $MN = DF = b$  (圓徑)  $\text{Tang } x = \frac{b}{a}$

$$\frac{T}{t} = \frac{\text{Tang } 15^\circ}{\text{Tang } x}$$

$$T = \text{Tang } 15^\circ \frac{at}{b}$$

設  $b = 26^{mm}8$ ,  $\text{Tang } 15^\circ = 0.268$

$$T = \frac{at}{100}$$

知此 T 時間，即可按雲之高度，求其弧度十五度之長，而求其速度矣。但雲之高度不能確定，故必假定其爲 1000 公尺，

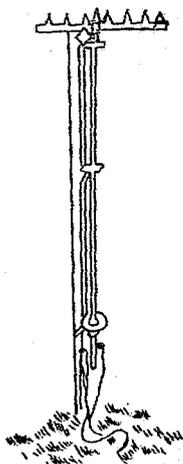
則每度等十七公尺四五， $V = \frac{15 \times 17.45}{a} = \frac{100 \times 15 \times 17.45}{a t}$

即其視速度也。 *apparent*  $\downarrow$

雲鏡之外，尚有 Besson 之測雲竿，其製極簡單，有一橫竿，上嵌七齒，每齒之距離相等，下聯於直竿，竿之下端，有一方向盤，觀測者立相當地點，目注視一雲點，適合于居中一齒之齒尖，目不搖動，手牽兩繩，將直竿旋轉，至雲點之行向，與諸齒之直線相同時為止，觀下端方向盤內，所指之方向，即雲向也。

若欲計雲速，則定雲點自此齒達彼齒間之時間，以十乘之，即得雲行一距度，等于高度之時間，蓋製竿時已定每兩齒之距離等，于目視線至竿頂十分之一也。

茲將各地所測上層雲之平均雲向列表如下：



第九十三圖

| 地名        | 一月    | 二月    | 三月    | 四月    | 五月    | 六月    |
|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| St George | E10°N | E22°S | E45°N | E15°N | E73°N | E25°N |
| Manila    | E84S  | E79S  | E73S  | W7S   | E17N  | E15N  |
| Lisbone   | W43S  | W10S  | W28S  | W10N  | W17S  | W10S  |
| Paris     | W25N  | W9N   | W13N  | W18S  | W13S  | W22S  |
| Upsala    | W41N  | W43N  | W25N  | W8N   | W12N  | W1N   |
| Irkousk   | W45N  | W45N  | W45V  | W16N  | W40N  | W11N  |
| 徐家匯       | W3S   | W     | W2N   | W     | W     | W5N   |
| Hakatok   | W2S   | W17N  | W17N  | W     | W6N   | W6N   |
| 地名        | 七月    | 八月    | 九月    | 十月    | 十一月   | 十二月   |
| St George | E     | E30°N | E20°N | E10°N | E17°N | E20°N |
| Manila    | E14N  | E6N   | E27N  | E43S  | E21S  | E25S  |
| Lisbone   | W20S  | W4S   | W13S  | W8S   | W12S  | W6S   |
| Paris     | W     | W28S  | W2S   | W17S  | W4N   | W7S   |
| Upsalé    | W24S  | W17S  | W23N  | W17N  | W41N  | W34S  |
| Irkousk   | W27N  | W13N  | W21N  | W27N  | W45N  | W45S  |
| 徐家匯       | W43N  | N     | W9N   | W5N   | W7S   | W     |
| Hakatok   | W14N  | W21N  | W6N   | W2S   | W6N   | W14N  |

至各地夏冬季之雲速，亦列表如下，均以每秒若干公尺計。

| 夏季<br>雲<br>速 | 地名         | Ci | Cis | Cicu | AS | ACa | SCu | N  | CuN | Cu頂 | Cu底 | S  |
|--------------|------------|----|-----|------|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|----|
|              | Upsala     | 20 | 31  | 17   | 5  | 12  | 7   | 7  | 1'  | -7  | -6  | 1  |
|              | Boston     | 21 | 20  | 18   | 11 | 11  | 9   | 11 | 9   | -8  | -6  | 7  |
|              | Trappe     | 23 | 23  | 23   | 15 | 13  | 9   | 10 | 14  | -10 | -9  | 10 |
|              | Bruxelles  | 30 | 30  | 18   | 25 | 13  | 10  | 14 | 22  | -13 | -9  | 6  |
|              | Washington | 30 | 27  | 23   | 18 | 18  | 10  | 8  | 15  | 7   | —   | 6  |
|              | Manilla    | 12 | 19  | 3    | —  | 1   | -6  | —  | —   | -4  | —   | —  |

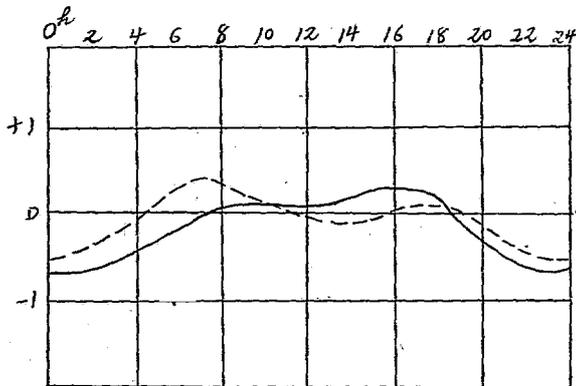
| 冬季<br>雲<br>速 | 地名         | Ci | Cis | CiCu | AS | ACu | SCu | N  | CuN | Cu頂 | Cu底 | S  |
|--------------|------------|----|-----|------|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|----|
|              | Upsala     | 23 | 13  | 18   | —  | 13  | 12  | -6 | 18  | 12  | —   | —  |
|              | Boston     | 25 | 24  | 23   | 16 | 16  | 12  | 13 | 28  | 16  | 14  | 10 |
|              | Trappe     | 23 | 19  | 27   | 16 | 14  | 11  | 4  | —   | 12  | 12  | 10 |
|              | Bruxelles  | 37 | 41  | 36   | 25 | 24  | 13  | 13 | —   | —   | 15  | 10 |
|              | Washington | 35 | 30  | 33   | 21 | 21  | 15  | 12 | 21  | 11  | —   | 10 |
|              | Manilla    | 13 | 19  | 3    | 19 | 4   | 8   | 6  | —   | —   | —   | —  |

(七十九) 雲量及其計定法：天空雲量之多寡，在氣象中，為一重要要素，其類如何不計也。因各地氣候之不同，與天空之多晴或多陰，有相當之關係，以雲之多寡，與地面之散熱有密切關係，炎熱之日，有雲蔽可免太陽光直射之增熱，嚴寒之夜，有雲蔽，可免地面散熱之增冷，雲大足以調劑寒暑也。

所謂雲量者，Cloudiness. 在某一時間，天空被雲所蔽，爲若干分也。至雲之類別如何，可不計及。雲量之計定，係用約計法，以 10 至十計，0 爲全天無雲，十爲全天皆雲，五爲十分之五之天空或一半天空爲雲所蔽，八爲十分之八天空，爲雲所蔽。

此種約定法，雖似較簡，但有經驗之觀測，所差無幾，是以此項觀測值，可以應用也。

- (八十) 雲量週日與週年之變象：雲量週日變象，至爲複雜，因有數種之雲，其週日變象，彼此幾完全相反，是以不易爲求得各地均同之通例。且近來二十四小時觀測制，實行者甚少，而雲量又無自記方法，故欲得週日雲量變象實況，至爲不易。茲舉一二點雲量週日變象列表如下：



雲量週日變象圖

————— 青島      - - - - - 東京

| 地<br>時<br>間 | 華<br>盛<br>頓 | 馬<br>德<br>里 | 維<br>也<br>納 | 東<br>京 | 青<br>島 |
|-------------|-------------|-------------|-------------|--------|--------|
| 0h          | -0.49       | -0.67       | -0.50       | -0.35  | -0.60  |
| 2           | -0.34       | -0.57       | -0.32       | -0.28  | -0.50  |
| 4           | -0.12       | -0.38       | -0.02       | 0      | -0.30  |
| 6           | +0.22       | -0.13       | +0.21       | +0.47  | 0      |
| 8           | +0.23       | +0.07       | +0.34       | +0.39  | +0.20  |
| 10          | +0.25       | +0.31       | +0.22       | +0.26  | +1.10  |
| 12          | +0.46       | +0.58       | -0.19       | +0.05  | +0.26  |
| 14          | +0.47       | +0.73       | +0.25       | +0.02  | +0.30  |
| 16          | +0.30       | +0.62       | +0.24       | +0.13  | +0.30  |
| 18          | +0.09       | -0.28       | +0.68       | +0.12  | +0.20  |
| 20          | -0.33       | -0.26       | -0.28       | -0.24  | -0.30  |
| 22          | -0.68       | -0.56       | -0.51       | -0.48  | -0.90  |
| 平均          | 5.76        | 3.90        | 5.66        | 6.02   | 5.10   |

觀表，可見雲量週日變象，大概晝間比夜間為多。以青島言，雲量自早晨增加，大約七八時有一最高，又減少至十一時或正午，有一最低，又增高至下午十六時十七時有一最高，又低減至夜二十二時許有一最低，可謂一日有兩變象，但其振幅不必完全相同耳。其原因，大概早晨輻射強，可以生雲，下午十五

時後，上升氣流。可以生雲，日中時，日射強，雲消，夜間無上升氣流，空氣平穩，雲亦消散，但此自非一種通例，亦有地點，週日只有一變象，即一最高一最低，如巴黎是也。

高山與平地週日之變象，亦不同，如日本伊吹山，高一三七六名尺，其頂上雲量之變化即不同，茲列其一月七月及全年變象如下表：

| 時<br>間 | 一<br>月 | 七<br>月 | 全<br>年 |
|--------|--------|--------|--------|
| 2      | -0.0   | -0.2   | -0.3   |
| 6      | +0.3   | +0.1   | +0.0   |
| 10     | +0.3   | +0.4   | +0.3   |
| 14     | +0.7   | +0.5   | +0.5   |
| 18     | +0.6   | -0.3   | -0.1   |
| 22     | -0.5   | -0.3   | -0.6   |
| 日平均    | 8.2    | 8.6    | 7.6    |

山頂雲量日中多，因谷風上升而成雲，夜間少，因山風下降而雲消。至雲量週年之變象，則地點不同，有極大之分別，但此種變象，與雨量極相類似，以後論雨量時，當再及之。

茲列一二地點週年雲量變差如下。

| 月<br>份 | 地<br>名<br>Banbay | 柏<br>林 | 東<br>京 | 北<br>京 | 青<br>島 |
|--------|------------------|--------|--------|--------|--------|
| 1      | 1.6              | 7.3    | 4.2    | 1.9    | 4.1    |
| 2      | 1.3              | 7.2    | 5.0    | 3.0    | 4.5    |
| 3      | 1.8              | 6.6    | 6.0    | 3.1    | 4.8    |
| 4      | 2.3              | 6.0    | 6.9    | 4.8    | 5.6    |
| 5      | 4.1              | 5.6    | 7.1    | 4.2    | 5.8    |
| 6      | 8.0              | 5.6    | 8.0    | 4.7    | 6.5    |
| 7      | 9.1              | 6.1    | 7.4    | 5.1    | 7.1    |
| 8      | 7.5              | 5.8    | 6.6    | 5.2    | 6.0    |
| 9      | 7.5              | 5.5    | 7.4    | 4.0    | 4.4    |
| 10     | 4.2              | 6.5    | 6.7    | 2.7    | 3.7    |
| 11     | 2.2              | 7.2    | 5.1    | 2.7    | 3.7    |
| 12     | 1.8              | 7.7    | 3.9    | 2.4    | 4.5    |
| 年      | 4.4              | 6.4    | 6.2    | 3.7    | 5.1    |

若兩地之地形不同，即相距密邇，週年雲量之變象，往往不相同。如在 Genève 及中歐各地之雲量，均冬較多夏較少，而 Grand Saint Bernard 山上，則不然，最多在夏，最少在

冬，因在冬季，雲之高度較小，故高山多在雲之上，而雲量少，低處則多，在夏季則雲較高，平原與山地之雲量相同，且有時多聚于山頂，故其雲量比較平原為多。

(八十一) 地球面雲量之分配：設地球面，到處性質均同，等雲量線，Isoneph 亦與等壓線，等溫線類似，與地球之距等圈相同。其分配當如下，在赤道有一高雲量，向南北漸減至二十五度三十度間，而有一最低雲量，過此則雲量速增，至五十五度或六十度處，有一最高，向極大概減少，而一年中此各帶，按緯度之移動，與太陽之運行同向。

✓ 此種理想上，雲量之分配，可以溫度與氣壓為之解釋。赤道之最高圈，由於赤道之上升氣流，此氣流既熱而含有多量之水汽，上升時，因膨脹而退冷，其所含之水汽，均凝結而成雲。赤道南北，約緯度三十度處，有一下降氣流，高處空氣既冷，而含水分本少，下降增熱，去飽和點更遠，無成雲之可能性，故此區為雲量最低之區。至三十度至五十度間，其風有自赤道向極之趨向，空氣依緯度前進，以漸退冷，漸近于飽和點，且挾帶多量之雲，是以成雲量最高帶。過此以至極點，因空氣太冷，所含水汽極少，不足以成多量之雲，故只有低霧，雲量自應減少。

但地球面海陸分配不均，故雲量之分配，亦不如是有規則。在同緯度上，大陸上之雲量，大抵比在大海者為少。凡高海岸之受海風者，因能使海風成上升運動，故雲量較多，反之，若海面受有陸風，則較其周圍之海，雲量為少。

地球上雲量最小之區，在非洲北部全境，如 Sahara 埃及阿拉伯，其平均雲量在二之下，尚有最低區在非洲南部，及澳洲，但不如是之廣耳。

其雲量最多之區，平均逾七以上，在大西洋北，及北冰洋，其南界為 Terre Neuve, Irland, Ecosse, Nowege 及 New Zeland. 其北界為 Spitzberg, Island 及 Greenland 之南端。尚有一區，其平均逾七者，在太平洋之東北部，Aleoutien 羣島，及 Aloska 之南。在南半球周圍大陸之海面，約緯度四十五度，有最大之雲量，其量亦逾七。平均計算，地球上之雲量，約為五，即謂若觀測者，在空中觀測地球，如吾人之測木星，可見其全面積為雲所掩者為十分之五。

Teisserend de Bort 首創全球等雲量線圖，Arrhenius 曾以之計算各緯度圈上之平均雲量，列表如下：

| 緯度     | 海洋  | 陸地  | 平均  |
|--------|-----|-----|-----|
| 70—60N | 6.6 | 5.8 | 6.0 |
| 60—50  | 6.8 | 5.6 | 6.2 |
| 50—40  | 6.3 | 4.6 | 5.5 |
| 40—30  | 5.2 | 2.6 | 4.6 |
| 30—20  | 4.7 | 2.9 | 4.1 |
| 20—10  | 4.7 | 2.8 | 4.2 |
| 10—0   | 5.7 | 5.0 | 5.5 |
| 0—10S  | 6.0 | 5.5 | 5.8 |
| 10—20  | 5.4 | 4.8 | 5.2 |
| 20—30  | 5.0 | 3.0 | 4.5 |
| 30—40  | 5.1 | 3.9 | 4.9 |
| 40—50  | 6.1 | 6.2 | 6.2 |
| 50—60  | 7.2 | 7.1 | 7.2 |

(八十二) 霧：霧之造成原因，前已說及。霧係含多數徑約五十分之一

公厘小質心水滴所組成，空氣中所含小水滴之多少，可以定空氣之透明度。此水滴之大小及數目，不易直接計定，故以空氣之透明度如何，或能見度如何，定霧之輕重，即謂以霧所掩蔽之物體，有若干尺距離也。如稱五十公尺霧，一百公尺霧，即距五十公尺，或百公尺始能見物體也。

雲霧中空氣所含之水量，即每一立方公尺容積空氣，所含水若干，可用以上第六十二節所述之法計定之，至於水汽之量，可以濕度表計定，但霧時空氣大概飽和，似無計定之必要。

據試驗所得，雲霧中，每立方公尺所含之水量，大概比同時同容量之空氣，所含之水汽量為小。如在 Rose 山 Schlagint-

weit 試驗所得之水量，爲自  $1.8^r$  至  $3.8^r$ 。而水汽之重，則自  $3.9^r$  至  $4.3^r$ 。而 Fugger 所作試驗，則所得水量自  $1.2^r$  至  $3.5^r$ ，亦較水汽量爲小。Courad 在奧國山上，所作試驗，則見雲之能見度爲二十公尺者，其水量爲  $4.8^r$ ，而極厚之雲，水量亦僅  $5^r$ 。設每水滴之徑爲  $0.02^m$ ，則  $1^r$  之水，可分作 23,800,000 水滴，一立方公尺之空氣，含有  $4.8^r$  水尚不及 100,000,000 水滴，此  $4.8^r$  之量，比普通霧之含水量爲多，故極厚之霧，其各水滴之距離，（較  $2^m$  略大）比其徑大一百倍，此種統計尙少，言氣象者，可積極研究之也。

霧與晴天時所見之烟霧，完全不同，烟霧發生于地平上，而天頂則仍晴，惟地平上物體，爲一種黃灰色之幕所蔽，有時亦可使相距咫尺之物，完全不見。是以在非洲，山巒竟有被其淹沒而不見，卽非洲所謂乾霧是也。此種烟霧，性質如何，現尙未能確定，以其原因，往往至爲不同，大抵由於附近兩空氣溫度之差，地面受熱特甚時，空氣上升，其各點之溫度，彼此不同，此各段之空氣，對各方之光線，生一種至不規則之偏向，集合之，卽成一混沌現象，卽空氣中無灰塵亦然。若空氣有灰

塵，則此現象更爲明顯，此卽都市中所見之霧也。

海上往往有霧，至爲濃厚，爲航海之最大障礙，其發生原因，由於較熱空氣經過較冷海面，以成此濃厚之霧，如青島自四月至七月，多有海霧，航海者，往往發生危險，以自四月至七月，空氣溫度，均較海水溫度爲高也。

茲列青島全年海溫與氣溫之差，作爲舉例。

| 月 份 | 較 差  |
|-----|------|
| 1   | -4.3 |
| 2   | -2.2 |
| 3   | -0.5 |
| 4   | +1.2 |
| 5   | +1.4 |
| 6   | +0.6 |
| 7   | +0.2 |
| 8   | -1.1 |
| 9   | -3.2 |
| 10  | -3.6 |
| 11  | -5.2 |
| 12  | -4.1 |

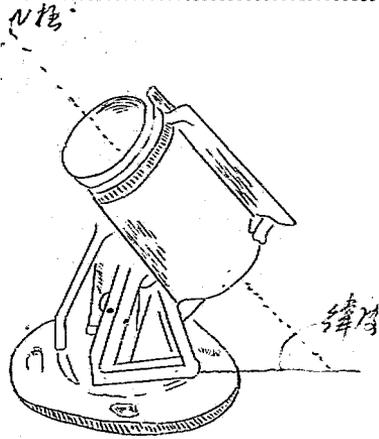
霧之發生時期，全球各地，至不相同。如在中國沿海，則六七月，爲最大之霧期，北美之大西洋海岸，則以夏季爲霧期，美國之南部，則以冬季爲霧期。在Now England及大西洋中部各地，尤以在內地者，有兩種不同之霧期，一在冬末春初，一在夏末秋初，此兩者原因不同，一由於空氣之移動，一由輻射。冬末，南方之較熱而含濕之空氣，可移向北方有雪之區，

因此有極厚之氣層，冷却至于露點之下，而水汽凝結成霧。且因雨及雪之融化，亦可使空氣較熱而濕，風向驟更爲北風，溫度疾速低降，至厚之氣層冷却，至露點下，凝結成霧，此爲空氣移動所成之霧。至夏末秋初，則日中空氣極熱，夜間因輻射而冷却極速，故亦有極厚氣層，因冷却至露點下，凝結成霧。夜間至早晨極厚，必至下午溫度高時始散，此則爲輻射所成之霧也。

*sun shine*

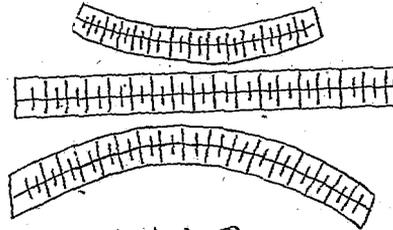
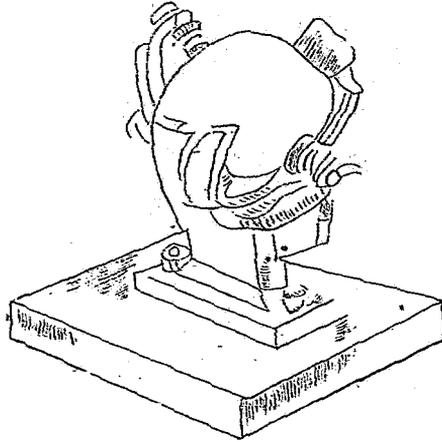
(八十三) 日照時數：日照時數者，爲自日出至日沒，太陽共有若干時，照於地面之時數也。此數與雲量有關，亦氣象中之重要要素，至自記日照時數之用器頗多，茲舉一二如下：

(一) Jordan 氏日照計 Jordan's heliograph, 此器爲英國 Jordan 氏 (1833) 所創製，爲一銅製圓筒。安於架上，架之下端，附有刻度弧，以便將圓筒依地方之緯度安置。圓筒之軸，須與地方之子午線適合，即與地軸平行。圓筒兩側左右各六十度，各有小孔，上午太陽光從東孔入，下午從西孔入，均在圓筒內附之攝影紙上，顯光點，若雲蔽日光，則無光點，正午時，兩孔同入日光，普通所用之感光紙爲晒圖紙，感光後，用水浸數分鐘即顯日光所射之影。



九十五圖

(二) Campbell 日照計，此類日照計，為英國 Campbell 氏 (1854) 創製，後經 Stokes 修改，故稱為 Campbell Stokes Sunshine Recorder，其製為一玻璃球，直徑四英寸，安于架上，其軸與地軸平行，按地方緯度而安置，安于四面空曠之處，俾太陽自出至沒，均能照臨，有一厚紙條，置于球後同心半圓架槽中，其距離必使球之焦點，適在紙條之上，紙條上與太陽影相觸之點，即被燒成一焦點，合成一黑線。設太陽之照臨不斷，此黑線亦繼續成一線，否則為諸黑點之組合，量此條上黑線之長短，即可得太陽照臨之時間，及其時數。



九十六圖

此項紙條，有三種，一直形，一上凹弧形，一下凹弧形，直形為春秋用，上凹弧形者，專為冬季用，下凹弧形者，專為夏季

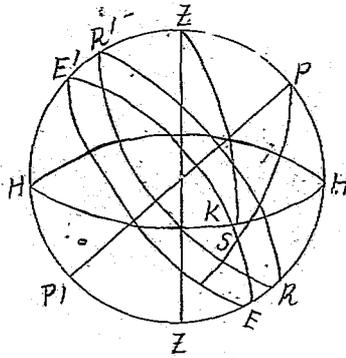
用，圓架上亦有上中下三槽，中槽爲插直形者，上槽插上凹弧形者，下槽插下凹弧形者，紙條上分割時間，紙色大概爲青色。

若計某一日之日照時數，卽在紙條上所計得之太陽實在照臨之時數，以某日晝間之總時數分之，卽得所謂日照百分率，卽以日照實時數，分日照應有時數。（設全日均無雲蔽）此日照百分率，與雲量有相當之關係，以此數與一相減，而以十乘其餘數，所得之數，與此一日之平均雲量相近。如某日之日照百分率爲百分之四十八，卽 0.48，則  $(1-0.48) \times 10$  爲 5.2 以之乘十，爲 52 則與某日之平均雲量，相去不遠。若終日間，天空各部分雲之分配及速度均同，則此兩數完全相等。

至于日照應有時數，爲晝間日出至日沒時若干時數，各緯度之日照應有時數，可依天文學上之法計算之。

如九十七圖， $H H'$  爲地平， $Z$  爲天頂， $O$  爲觀測地點， $P$  爲北極， $RR'$  爲太陽所行圓等圈。  $E E'$  爲赤道， $P H$  卽  $\lambda$ ，爲所在地之緯度， $R E$  卽  $D$ ，爲太陽赤緯度。

設太陽心點在  $S$ ，而其濛氣差  $\gamma$  等于  $SK$ ，而適使太陽現于地平線上，卽太陽出地平之度也。



九十七圖

次作諸大弧，如 ZKS，正垂于地平線，PST 正垂于赤道圈；  
則可得下列諸式。

$$\angle ZS = \frac{\pi}{2} + Sk = \frac{\pi}{2} + \gamma$$

$$\angle ZP = \frac{\pi}{2} - PH = \frac{\pi}{2} - \lambda$$

$$\angle PS = \frac{\pi}{2} - ST = \frac{\pi}{2} - D$$

則在 ZPS 弧三角內，三邊，已知，可用之以求其時角角度  
ZPS，既得角度之後，可化為太陽平時，倍之即得日照應有時  
數矣。其 ZPS 角度，可用下列公式求之。

$$\sin \frac{1}{2} ZPS = \sqrt{\frac{\sin(ZS+PS-ZP)\sin(ZS-PS+ZP)}{\sin PS \sin ZP}}$$

各等數，即得

$$\sin \frac{1}{2} ZPS = \frac{\sqrt{\sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\lambda-D+\gamma}{2}\right)\sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\lambda-D-\gamma}{2}\right)}}{\cos \lambda \cos D}$$

凡在北半球者，則太陽赤道北緯度為正，南緯度為負，南半球則反是

| 月 份 \ 緯 度 | 20°  | 40°  |
|-----------|------|------|
| 1         | 342  | 299  |
| 2         | 321  | 300  |
| 3         | 372  | 369  |
| 4         | 371  | 397  |
| 5         | 404  | 444  |
| 6         | 398  | 447  |
| 7         | 408  | 454  |
| 8         | 395  | 424  |
| 9         | 366  | 372  |
| 10        | 361  | 344  |
| 11        | 335  | 378  |
| 12        | 338  | 390  |
| 全年        | 4417 | 4438 |

氣象常用表中，有表可以檢各緯度日照應有時數，無庸計算也。

茲將緯度二十度及四十度各月應有日照為數，列表如上：

閏年則 20° 度二月為三三二時，四十度二月為三一〇時。

### 第九章 雨雪雹

(八十四) 雨之成因及其計定法：水汽在空氣中，凝成水滴，前已于論

凝結時論之，此項凝結，可分三種，曰直接冷却凝結，曰膨脹冷却凝結，曰混合冷却凝結。關於直接冷却，已說明其適於成極冷之雨，或卷雲之冰針，經濕空氣層而下降。至於水滴之實心，亦經說明。其滴之小者，下墜極緩，當其下墜之時，往往遇較熱而未飽和之氣層，若其滴極小，下墜極緩，即在此層中蒸發，但若諸小滴，集成一大滴，或因凝結速而水滴大，下降之速率大，即可下墜至地面，即雨是也。但無論如何，不可設想此水原存於雲中，而雲即如灌溉之器，雲中所含之水，為量至小，每立方公尺，只數公分，所以雲固為發生繼續凝結之場所，但若凝結較弱，則水滴表面上仍浮於空中，僅能成雲，若凝結較速，則同時成雲之水滴，亦成較大之水滴，即在成雲之處下降，但非預成於雲中也。

雨滴之大小，至不一致，大抵夏大於冬，熱地大於冷地，其成於較熱而含水汽較多之空氣中，則所成之雨滴必較大，但雨滴

之大，有一定之界限，過此界限，則因空氣抵抗力之故，分爲數滴。

在同一之驟雨，雨滴之大小，幾乎相同，其小水滴，下墜極緩，爲大雨滴所吸收，所以在短時間，雨滴之大小，大概無甚差別，而下墜之速度，亦幾相同。此所以大雷雨時，最初下墜至于地而之雨滴，均較其他雨滴爲大。

電之作用，對於雨滴之造成，似有相當之影響。雲中之水滴，受電均同，必互相拒，而不能集成爲大滴，下降至地，若因驟然散電，或與反號電之雲相觸，則小滴可以相合，而雨遂開始，此所以雷雨之時，一見閃電，即有大雨驟降也。且雨開始降落後，挾去一部分之電，雲中水滴，更易集合。此電之作用，在今日尙爲一種之理論，但在數例中，似亦不能完全說其不確，固有待吾人之研究也。有時常於晚間或夜間，天氣極暗，而因冷却過速，有雨滴下降地面，所謂白撞雨，Serein 此爲空氣中水汽因冷却凝結所成之雨，故甚錯落而不多。

在氣象中，均以地面所受之雨水，未經下滲或蒸發，所有之高度，計降雨量，此降雨量之高度，以公厘爲單位，若欲計其容積或重量，則所應注意者，爲此若干公厘之高度，其面積爲一平方公尺，若高爲一公厘，則容積爲一公升，重量爲一公斤。

量雨計爲一貯水器，其形式各異，上有一漏斗，其上有一圓環，其上緣削如刀刃，所以使雨水下入器中，其受雨之面積，至爲精確，普通所用者，其徑爲 0.266，其受雨面積，適爲四平方公寸，如此則以所承得之雨水，傾於量杯之內，即得若干立方公分之水，以四十分之一，即得若干高度之水，以公厘爲單位，並記十分之幾公厘。

至其他量雨器，多用公尺量分法，直接量其高度，爲求其高度精確計，必使受水器之正截面，比漏斗環之截面小十倍，故雨水之高度，爲十乘數，量與受水器相通之玻璃管上之刻度，若干公厘，即可得雨水高度，若欲量其重亦可。

量雨計須置于空曠之地，惟不宜過于受風，其周圍應與樹木圍牆及高大之建築物遠隔，使其各方向之受雨均同，其漏斗環須置極平，且須距地面約一公尺或一公尺五。無論何種量雨計，不能置於屋頂或置於平臺上，蓋屋頂或平臺，受風之搖動，承雨必較平地爲少，至量雨工作，最好于雨止後即行之。

雪雹之量法，與雨水同，惟計其溶化後之水量耳。至雪尚須計其厚度，但不甚確實，以有量質與不量質之分也。後當再論之。

大抵氣象中，凡雨、雪、雹、電。濕霧之水，均謂之雨計，或

京 北

堂 魁 聚  
局 書 義 講 訂 裝  
星 魁



總字印皮書衆  
街 中 寺 光 永 外 宣  
號 九 十 東 路 頭 北

